



Compression des lithosphères continentales "chaudes". Application à la tectonique précambrienne

Florence Cagnard

► To cite this version:

Florence Cagnard. Compression des lithosphères continentales "chaudes". Application à la tectonique précambrienne. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 2005. Français. NNT : . tel-00130486

HAL Id: tel-00130486

<https://theses.hal.science/tel-00130486>

Submitted on 12 Feb 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° Ordre
de la thèse **3314**

THESE

Présentée
DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES 1

Pour Obtenir
le grade de: **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**
Mention Sciences de la Terre

PAR
Florence CAGNARD

Equipe d'accueil: Géosciences Rennes, UMR 6118

Ecole doctorale: Sciences de la Matière

Composante universitaire: U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

COMPRESSION DES LITHOSPHERES CONTINENTALES "CHAUDES"
Application à la tectonique précambrienne

Soutenue le 9 Décembre 2005 devant la commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY

Jean Pierre Burg: ETH Zürich - Rapporteur

Alfred Kröner: University of Mainz - Rapporteur

Michel Ballèvre: Université de Rennes 1 - Examineur

Dominique Chardon: Université d'Aix-Marseille 3 - Examineur

Claudio Rosenberg: University of Berlin - Examineur

Denis Gapais: Université de Rennes 1 - Directeur de thèse

Jean Pierre Brun: Université de Rennes 1 - Co-Directeur de thèse - Invité

Pierre Barbey: CRPG de Nancy - Invité

REMERCIEMENTS

La thèse a été pour moi un p'tit bonheur du début à la fin, et ce, grâce à beaucoup de monde..

Pour commencer, merci à JPB et Denis de m'avoir fait confiance depuis le DEA (me permettant ainsi d'approfondir ma connaissance des Sables d'Olonne en hiver pour carter des filons..) et de m'avoir « prêté » ce sujet de thèse original pour quelques temps.. C'est grâce à eux que je sais maintenant mesurer un pitch (euh ?) et discuter du « rôle du dimensionnement en modélisation analogique.. » (euh ?). Merci à tous les deux !

Merci mille fois également à Pierre Barbey pour toute l'aide apportée lors de l'étude de l'arc des granulites de Laponie ainsi que pour son accueil chaleureux et sa sympathie lors de nos entrevues.

Merci aussi aux membres du jury qui ont accepté de relire et juger ce travail : JP. Burg, A. Kröner, M. Ballèvre, C. Rosenberg et D. Chardon.

Merci aux membres du CNFG de m'avoir attribuer le prix de thèse 2006 ainsi que pour leur chaleureux accueil lors de nos entrevues à Paris.

Et puis un grand MERCI à tous les membres de l'équipe lithosphère de Géosciences Rennes avec lesquels on s'est quand même bien marrés pendant ces années passées à boire des litres de café, à faire des blagues (le cochon, le cochon !..) et à « discuter géol ». Merci à tous ... Et puis, merci à Arlette (aussi pour le cygne!) ainsi qu'à Monique pour leur précieuse aide face aux problèmes administratifs..

Bon, euh, arghh. Je remercie (avec une pointe de nostalgie) tout d'abord mon colocataire principal du bureau 127 qui m'a supportée (et encouragée) pendant 4 (5 ?) ans passés ensemble à faire pousser le désordre ambiant et à développer notre musée des horreurs. Merci encore Ben pour ce p'tit bout de route fait ensemble...

Bon et puis il est temps de remercier tous les copains sans qui je n'aurais ni mis les pieds à Rennes, encore moins en DEA et que dire de la thèse ! Bah, merci d'abord aux « pralots » de licence-maitrise-DEA avec lesquels on n'a pas oublié de bien profiter des années étudiantes...: Cat'sapouf, NicomonNico et Delphine (c'est quand même un peu à cause de vous qu'on en est là..), Rwan (il est vert le crétaqué, je le sais maintenant !), Mirette, Sam, Eric du Néant, Julie, Alan, Guedal et Cynthia, Pierre, Stephanos et tous les autres.. Merci également à la VDD team (élargie): Merci au chef de la bande Jean ainsi qu'à Castor, Pochat, Babault, NicoLo, Katia, la famille Raux.. Merci aussi à tous les (ex)thésards (bûcherons, potes de soirée ou de pause café..) avec lesquels on s'est bien poilés : Chrystelle, Grand Sarce et Caro, Blaisouille, Ludo et Céline, Jeroen, Olivier P, Fabien, Eric L, Sam P, Laure et Nolwenn, Myriam, Vincent, Romain, Sylvie, Tanguy, César, Rodrigo, Raymi, Karen, Pedro, Oscar, Yaël, Fabieng..

On se revoit bientôt j'espère, au détour d'un congrès ou d'un ptit verre..

Merci également à tous les non-géologues qui m'ont filé des bols d'air et rappelé que la « vraie vie » ne ressemble pas à celle d'un labo de recherche.. Merci aux « Tranchais », D. Laigo, Pat et Erwan, Martial et Laetitia..

Enfin, Merci mille fois à mes parents qui m'ont aidée et soutenue depuis toujours, ne posant jamais de questions qui fâchent, et me laissant suivre mon parcours sans sourciller.. Merci aussi à ma sœur pour son soutien (même si elle râle souvent que je ne vais pas assez la voir..). Et puis évidemment Merci à Charles pour son aide sans relâche depuis la maîtrise et sans qui je n'aurais certainement jamais produit ce roman, Merci...

Résumé

Nombre d'orogènes anciens, impliquant la convergence de lithosphères juvéniles, présentent des caractéristiques difficiles à interpréter en terme de tectonique compressive entre des plaques résistantes, en particulier: (1) un métamorphisme homogène de HT-BP, (2) la juxtaposition limitée d'unités avec un métamorphisme contrasté, (3) des domaines marqués par des foliations peu pentées et des linéations d'étirement à fort angle de la direction de convergence, (4) des zones de cisaillement sub-verticales transpressives avec un étirement très plongeant. Une étude de terrain dans deux orogènes Paléoproterozoïques (Finlande), combinée avec des modèles analogiques montrent que la compression de lithosphères molles favorise un épaississement homogène, du fluage latéral et un étalement gravitaire. La délocalisation de la déformation pendant le raccourcissement est cohérente avec l'existence de reliefs distribués ainsi que l'exhumation des roches de haut-grade contrôlée par l'érosion.

Abstract

Many ancient orogens, involving convergence of juvenile lithospheres, present peculiar features that are difficult to interpret in terms of collision between stiff plates, in particular: (1) HT metamorphic conditions at relatively shallow crustal levels, (2) limited occurrence of juxtaposed units with contrasting metamorphic histories, (3) large areas marked by flat-lying fabrics and stretching lineations at high angle to the bulk shortening direction, (4) transpressive shear zones marked by steeply-dipping foliations, involving important vertical stretch. A field study of two Paleoproterozoic domains in Finland, combined with analogue models argue that compression of weak lithospheres favours distributed crustal thickening where flow of the ductile crust allows for burial of supracrustal units, lateral escape and potential gravity spreading. The limited strain localisation during shortening is consistent with distributed reliefs and exhumation of HT-LP rocks mainly driven by erosion.

SOMMAIRE

AVANT PROPOS.....	1
<u>PARTIE I : ETAT DES CONNAISSANCES ET QUESTIONS.....</u>	5
<i>Introduction.....</i>	7
<i>I.1. La lithosphère continentale.....</i>	7
Définitions	
Comportements rhéologiques élémentaires	
Notions de profils rhéologiques	
Quel niveau contrôle la résistance globale de la lithosphère continentale ?	
<i>I.2. Caractéristiques des domaines orogéniques.....</i>	17
Classification et répartition géographique des différents orogènes	
Acceptation de la théorie de « tectonique des plaques »	
Caractéristiques métamorphiques	
Caractéristiques structurales	
Caractéristiques magmatiques	
<i>I.3. Régimes thermiques.....</i>	35
Croissance crustale et magmatisme associé	
Evolution thermique	
<i>I.4. Objectifs de l'étude.....</i>	45
<u>PARTIE II: ETUDE STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE DES DOMAINES PALEOPROTEROZOÏQUES DE FINLANDE.....</u>	49
<i>Introduction.....</i>	51
<i>II.1. Contexte géologique de la Finlande.....</i>	52
Géologie de la Finlande	
Histoire géologique de la Finlande	
<i>II.2. Le domaine Sud Svécofennien.....</i>	59
Article 1: <u>Collision tectonics involving a juvenile crust: the example of the Finnish Svecofennides, Precambrian Research, sous presse</u>	
<i>II.3. L'Arc de granulites de Laponie.....</i>	95
Introduction.....	97
<i>II.3.1. Contexte géologique.....</i>	97
Lithologies et structures	
Modèles géodynamiques.	
<i>II.3.2. Analyse structurale.....</i>	103
Structure générale	
Les structures compressives	
Les structures en extension	

<i>II.3.3 Analyse pétrologique.....</i>	<i>112</i>
<i>II.3.3A : La ceinture de Granulites (LGB)</i>	
Le métamorphisme prograde	
Le pic métamorphique	
Le métamorphisme rétrograde	
Estimation du trajet PT	
<i>II.3.3B : Relations entre la LGB et les terrains adjacents</i>	
Données existantes	
Les nouvelles données	
Reconstruction de chemins PT	
<i>II.3.4. Discussion et modèle.....</i>	<i>131</i>
Relations entre structures chevauchantes et extensives	
Signification du trajet rétrograde	
Proposition d'un modèle	
<i>Conclusions.....</i>	<i>137</i>
<i>II.4. Bilan et conclusions de l'étude de terrain en Finlande.....</i>	<i>138</i>
<u>PARTIE III : MODELISATION ANALOGIQUE : COMPORTEMENT</u>	
<u>MECANIQUE D'UNE LITHOSPHERE PEU RESISTANTE EN COMPRESSION</u>	<i>141</i>
<i>Introduction.....</i>	<i>143</i>
<i>III.1. Présentation de la méthode.....</i>	<i>144</i>
Principes et limites de la modélisation analogique	
Travaux antérieurs	
<i>III.2. Mécanisme d'épaississement d'une lithosphère peu résistante.....</i>	<i>146</i>
Article 2 : <u>Mode of thickening of weak lithospheres, Tectonophysics, 2006</u>	
<i>III.3. Expérience complémentaire.....</i>	<i>180</i>
Dispositif et procédure expérimentale	
Résultats	
<i>III.4. Bilan et conclusions de la modélisation analogique.....</i>	<i>183</i>
<u>PARTIE IV: DISCUSSION.....</u>	<i>185</i>
<i>IV.1. Mode d'épaississement.....</i>	<i>187</i>
Caractéristiques générales	
Enfoncement de pop-downs de matériel supracrustal	
<i>IV.2. Le problème des foliations peu pentées.....</i>	<i>198</i>
Article 3: <u>Combinations of crustal thickening and horizontal flow during compression of hot lithospheres, with particular references to Precambrian times, Terra Nova, 2006</u>	
<i>IV.3. Mode d'exhumation.....</i>	<i>214</i>
Article 4: <u>Exhumation processes and orogeneses through time: what do PT paths tell us, en préparation</u>	

<u>PARTIE V : SYNTHESE ET CONCLUSIONS</u>	229
--------------------------------------------------------	------------

<u>Bibliographie</u>	237
-----------------------------------	------------

ANNEXE 1 : Fiches expérimentales

ANNEXE 2 : Dimensionnement des expériences

ANNEXE 3 : Résumés de congrès

Avant propos

Les domaines orogéniques impliquant la convergence de lithosphères continentales résistantes, présentent des caractéristiques structurales et métamorphiques communes. Dans ces domaines, la déformation est localisée le long de structures majeures et chevauchantes et/ou extensives associés au développement de reliefs « localisés ». Les roches métamorphiques caractérisant ces domaines orogéniques sont diversifiées et sont marquées par des paragenèses contrastées depuis les faciès de HT-MP jusqu'aux faciès de BT-HP. Ces roches, de grades métamorphiques contrastés, peuvent être localement juxtaposées par le fonctionnement des accidents majeurs, conduisant à des zonations métamorphiques souvent bien développées, à travers les chaînes de montagne.

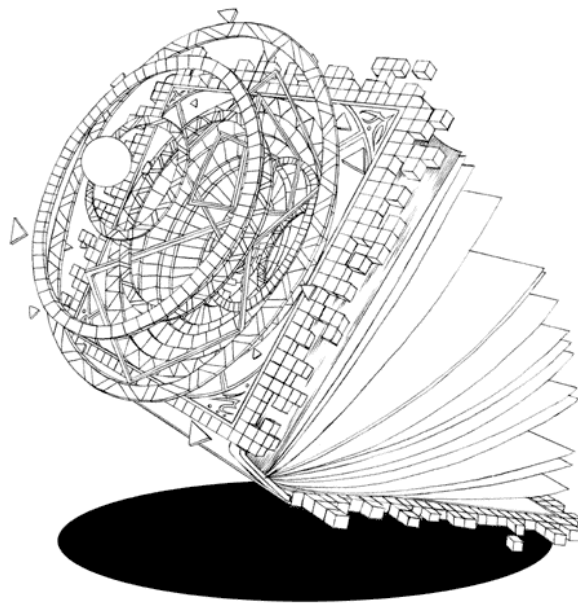
Parallèlement, certaines zones de déformation anciennes, impliquant notamment la convergence de lithosphères continentales juvéniles, présentent des caractéristiques structurales et métamorphiques particulières, difficiles à interpréter en terme de tectonique chevauchante classique. Ces domaines orogéniques, en particulier, sont caractérisés par un grade métamorphique de type HT-BP, homogène sur de larges distances, et par l'absence d'évidence d'exhumation d'unités métamorphiques de HP. Ces roches métamorphiques de haut-grade sont souvent associées à un magmatisme important, à des profondeurs limitées (souvent inférieures à 25 km), la juxtaposition de domaines présentant des histoires métamorphiques contrastées étant alors rare. Les structures développées au sein de ces zones orogéniques sont également atypiques. Des domaines à foliations peu pentées précoces, pouvant présenter une composante d'étirement à fort angle de la direction de convergence sont affectés par des zones de déformation sub-verticales à caractère transpressif, marquées par une direction principale d'étirement souvent fortement plongeante. Ces caractéristiques géométriques ne reflètent pas des processus de localisation de type chevauchement ou détachement. Parallèlement, l'extrême homogénéité du grade métamorphique de type HT-BP, le magmatisme volumineux associé, ainsi que l'absence à l'affleurement de paragenèses de HP suggère que les lithosphères continentales impliquées devaient être plutôt chaudes et donc peu résistantes et devaient ainsi présenter un mode de déformation particulier.

Afin d'examiner les mécanismes de déformation de lithosphères continentales « chaudes » en compression, une étude couplant analyses de terrain et modélisation analogique a été entreprise. La cible de terrain choisie concerne les terrains paléoprotérozoïques de Finlande où deux études structurales et pétrologiques ont été réalisées. La première concerne le

domaine Sud Svécofennien qui correspond à un orogène d'accrétion (*Windley, 1992*), où des géothermes anormalement élevés sont attendus, tandis que la seconde concerne l'Arc des granulites de Laponie qui correspond plutôt à un orogène de collision (*Windley, 1992*), où des géothermes moins perturbés sont supposés. Après une introduction bibliographique (*Partie I*), les résultats de ces deux études de terrain sont présentés et discutés dans la *Partie II*. Puis, le comportement mécanique de lithosphères « chaudes », soumises à un raccourcissement horizontal, a été testé par le biais de la modélisation analogique. Les résultats de cette modélisation sont présentés et discutés dans la *Partie 3*. Enfin, aux vues des résultats obtenus et des questions soulevées par ce travail, le mode de déformation de lithosphères « chaudes » en compression est discuté dans la *Partie IV* et finalement, les conclusions générales de ce travail sont tirées dans la *Partie V*.

Partie 1

Etat des connaissances et questions



Cette partie présente un bilan des connaissances sur la rhéologie de la lithosphère continentale (Chapitre I.1.) ainsi que sur les caractéristiques métamorphiques, structurales et magmatiques des orogènes dans le temps (Chapitre I.2.). Le problème de la croissance crustale et de l'évolution thermique des lithosphères continentales dans le temps est ensuite détaillé (Chapitre I.3.). Enfin les objectifs de ce travail concernant la compréhension des mécanismes de déformation de lithosphères continentales peu résistantes en compression sont présentés (Chapitre I.4.).

INTRODUCTION

Le mécanisme de déformation d'une lithosphère continentale en compression est lié à son profil rhéologique qui est directement dépendant de la température. Des lithosphères continentales déformées en contexte compressif génèrent un métamorphisme général des roches ainsi que le développement de structures. Lorsque des lithosphères résistantes sont impliquées, ces structures sont localisées et permettent la juxtaposition de domaines présentant des histoires métamorphiques contrastées. Il existe cependant des zones de collision qui impliquent notamment des lithosphères juvéniles et qui sont caractérisées par des structures et un métamorphisme particuliers, difficiles à interpréter en terme de tectonique « moderne » impliquant des mouvements tangentiels dominants. Ces caractéristiques particulières semblent montrer que ces lithosphères présentaient des gradients géothermiques anormalement élevés et pouvaient de ce fait, avoir un comportement peu résistant. De façon à poser les bases nécessaires à l'étude du comportement mécanique de telles lithosphères en compression, un état des lieux des connaissances concernant la rhéologie de la lithosphère continentale (Chapitre I.1.), des caractéristiques structurales, métamorphiques et magmatiques des lithosphères continentales soumises à un raccourcissement horizontal (Chapitre I.2.) ainsi que de l'évolution de l'état thermique de ces lithosphères dans le temps (Chapitre I.3.) est présenté. Enfin un bilan est tiré et les objectifs de ce travail sont détaillés (Chapitre I.4.).

I.1. LA LITHOSPHERE CONTINENTALE

▢ Définitions

La lithosphère continentale correspond à la partie superficielle de la Terre qui comprend la croûte continentale ainsi qu'une partie du manteau lithosphérique. Son épaisseur est comprise entre 120 et 200 km. La lithosphère continentale est constituée de la croûte continentale d'épaisseur de 15 à 60 km (en moyenne 30 km; *Figure I.1.1*), et d'une partie du manteau supérieur situé entre 30 et 120 km de profondeur. La croûte continentale a une composition

hétérogène à dominante granitique et granodioritique et une densité faible, proche de 2.8 (2.7 pour la croûte supérieure et 2.9 pour la croûte inférieure; *Figure I.1.1*). La discontinuité qui sépare la croûte continentale du manteau lithosphérique se nomme « discontinuité de Mohorovicic » ou encore « Moho ». Le manteau lithosphérique sous-jacent est composé de péridotites lherzolitiques et est caractérisé par une densité plus élevée, proche de 3.3 (*Figure I.1.1*). La limite entre lithosphère et asthénosphère correspond à une zone de changement de comportement mécanique et thermique des roches, lié à l'augmentation de température et pression avec la profondeur. La base de la lithosphère est alors assimilée essentiellement à une limite thermique correspondant à l'isotherme 1300°C (*Turcotte et Schubert, 1982*).

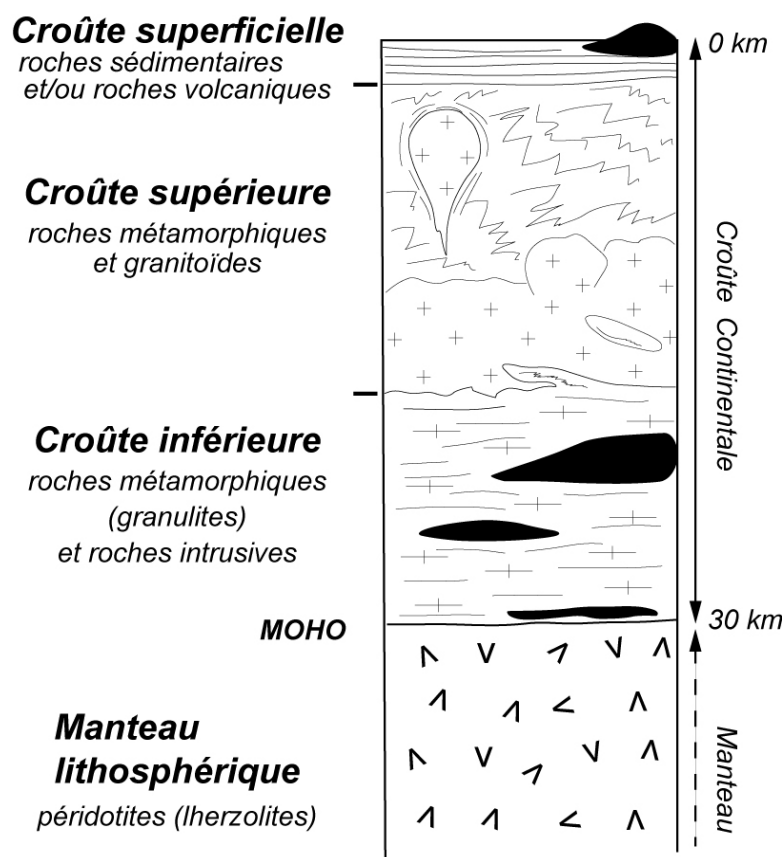


Figure I.1.1 : Représentation de la partie supérieure d'une lithosphère continentale stable comprenant des structures héritées.

La lithosphère continentale est morcelée en différentes plaques qui se déplacent selon des mouvements convergents, divergents ou coulissants. Dès lors, les plaques lithosphériques vont être soumises à des contraintes tectoniques et vont se déformer. Pour mieux comprendre le mode de déformation de ces plaques lithosphériques, il est nécessaire de considérer la

lithosphère continentale comme une entité présentant des variations verticales et latérales de propriétés rhéologiques. Ainsi, pour comprendre la réponse de la lithosphère continentale à des contraintes tectoniques, il est nécessaire de prendre en compte la notion de « stratification rhéologique » au sein de la lithosphère.

▣ Comportements rhéologiques élémentaires

Le comportement mécanique de la lithosphère (et donc sa rhéologie) va dépendre tout d'abord de sa composition chimique puis ensuite des variations de variables internes telles que la température, la pression, la pression fluides ; variables qui évoluent avec la profondeur. De nombreuses études expérimentales sur des échantillons de roches ont été réalisées pour comprendre leurs mécanismes de déformation (*e.g.* Byerlee, 1978 ; Kirby, 1985 ; Evans et Kohlstedt, 1995 ; Kohlstedt et al., 1995). Les résultats de ces expériences montrent que deux comportements rhéologiques contrôlent le mode de déformation des roches. Il s'agit d'un comportement cassant (fragile) et d'un comportement visqueux (ductile).

• Le comportement fragile

Lorsque de faibles températures et pressions sont appliquées sur les échantillons, les roches présentent un comportement élastique jusqu'à un certain seuil, puis se fracturent lorsque ce seuil est atteint. Ce comportement qualifié de « fragile » est décrit par le critère de rupture de Mohr-Coulomb (Turcotte et Schubert, 1982 ; Ranalli 1995) (Figure I.1.2a) :

$$(1) \quad \tau = \tan \Phi \cdot \sigma_n + C,$$

où τ et σ_n sont fonction de σ_1 et σ_3 . τ représente la contrainte cisailante, σ_n la contrainte normale appliquée au plan de rupture, σ_1 - σ_3 la contrainte déviatorique, Φ l'angle de frottement interne, $\tan \Phi$ le coefficient de frottement interne, et C la cohésion du matériau.

La présence de fluides au sein de la roche peut cependant diminuer de façon importante la contrainte effective qui lui est appliquée (Hubbert et Willis, 1957 ; Hubbert et Rubey, 1959). La loi de Mohr-Coulomb peut alors être modifiée pour tenir compte de la pression de fluides P_f contenue au sein des roches, et s'écrira alors :

$$(2) \quad \tau = \tan\Phi. (\sigma_n - P_f) + C$$

La représentation de l'enveloppe des contraintes nécessaires à la rupture d'un milieu non fracturé ou endommagé correspond à l'enveloppe de Mohr. En milieu pré-fracturé, une enveloppe similaire représente les contraintes nécessaires à l'activation d'un plan de rupture préexistant (plan de faille). Cette enveloppe correspond à une loi empirique déterminée par *Byerlee (1978) (Figure I.1.2b)*:

$$(3) \quad \tau = 0.85 (\sigma - P_f) \text{ pour } 3 < (\sigma - P_f) < 200 \text{ MPa}$$

$$(4) \quad \tau = 60 + 0.6 (\sigma - P_f) \text{ pour } 200 < (\sigma - P_f) < 1700 \text{ MPa.}$$

Ces lois sont valables pour toutes les roches existantes au sein de la lithosphère continentale et le frottement le long d'un plan de faille est donc indépendant de la lithologie rencontrée. Les lois de Mohr-Coulomb nous indiquent alors qu'un matériau ne peut se déformer de façon fragile que lorsqu'un seuil de rupture est atteint. L'activité d'une faille ne pourra alors perdurer que tant que les forces appliquées imposeront une contrainte déviatorique égale ou légèrement supérieure à la force résistante de friction le long du plan de rupture.

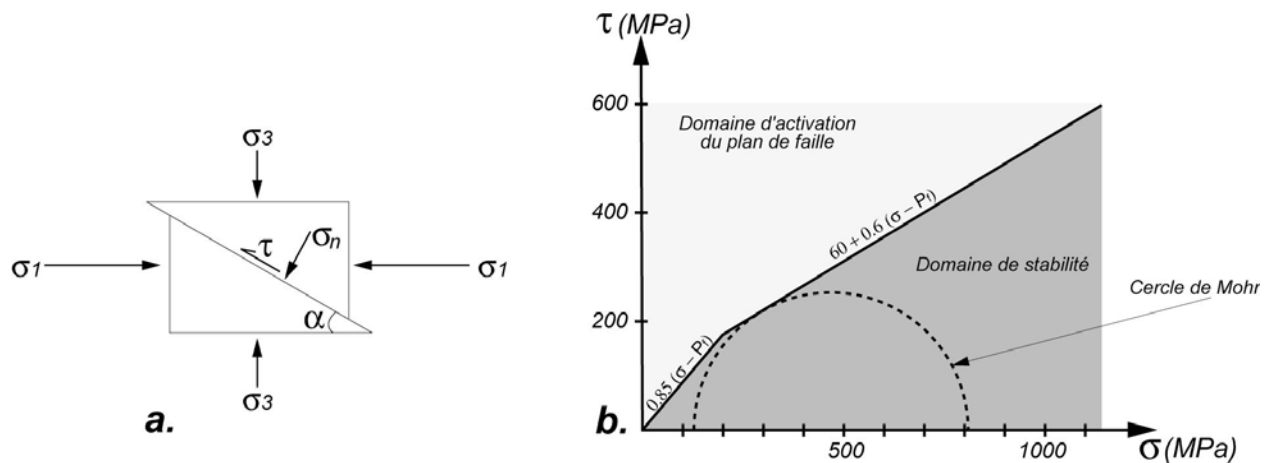


Figure I.1.2 : (a) Schéma théorique représentant les contraintes normales et cisailantes sur un plan de rupture et (b) représentation du cercle de Mohr en contexte compressif, au sein d'un milieu pré-fracturé (Modifié d'après Byerlee, 1978 dans Barrier, 2003)

- **Le comportement ductile**

Lorsque des températures et pressions plus importantes sont appliquées sur les échantillons de roches (ou à fortes pressions fluides aussi, pour certaines roches), celles-ci se déforment de façon continue par fluage en réorganisant leur réseau cristallin, en se déformant le long des joints de grains, ou bien par la diffusion d'éléments (e.g. *Ranalli, 1995 ; Evans et Kohlstedt, 1995*). Ce comportement ductile est décrit par une loi de puissance qui relie la contrainte déviatorique et le taux de déformation (*Kirby, 1985 ; Carter et Tsenn, 1987*) :

$$(5) \quad \dot{\varepsilon} = A \cdot \exp(-Q / RT) \cdot \sigma^n,$$

où $\dot{\varepsilon}$ représente le taux de déformation, σ la contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$), R la constante des gaz parfaits, T la température absolue, Q l'enthalpie d'activation et A une constante liée à la nature du matériau. n peut varier entre 1 (comportement Newtonien) et 5.3 (comportement ductile) (e.g. *Kirby, 1983 ; Weijermars, 1986 ; Ranalli et Murphy, 1987 ; Ranalli, 1995*).

Ainsi la résistance ductile d'une roche dépend directement de sa composition chimique (termes A , n , et Q) mais aussi de la température et du taux de déformation. Finalement, lorsque l'on considère une roche de composition chimique donnée, les deux paramètres principaux qui vont contrôler sa résistance ductile restent la température et le taux de déformation.

La *Figure I.1.3* représente un résumé de l'évolution du comportement d'un cylindre de roches soumises à des températures et pressions de confinement croissantes. A faibles températures et pressions, la roche se déforme de façon fragile puis lorsque T et P augmentent, l'échantillon tend à se déformer de façon ductile.

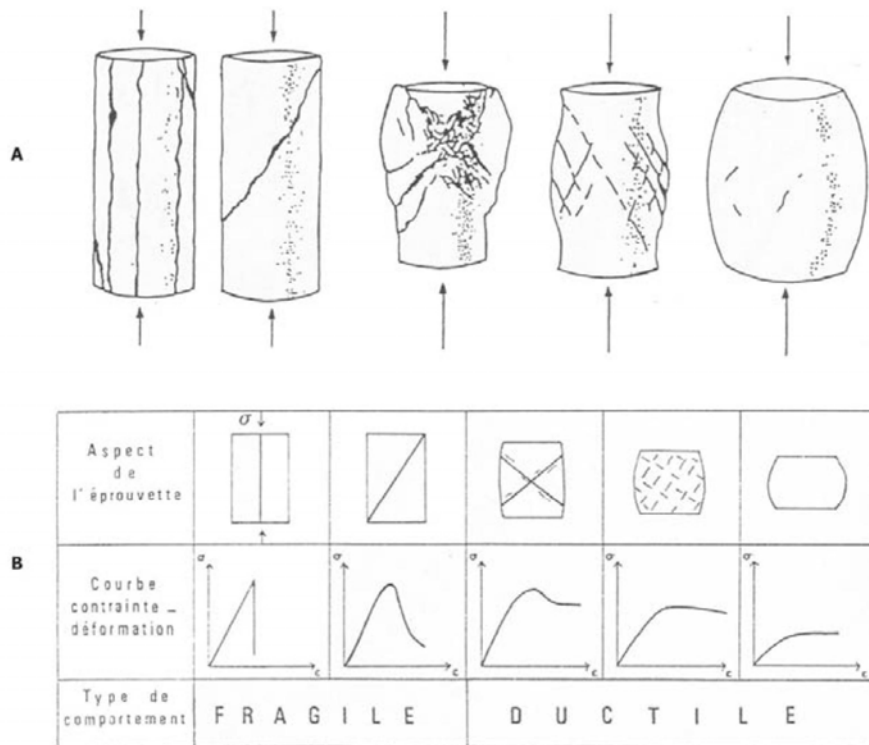


Figure 1.1.3 : Passage progressif d'un mécanisme de déformation fragile à ductile, lors d'une augmentation de températures et pressions de confinement (de gauche à droite), au sein d'un échantillon de roche. (a) Illustrations de l'évolution du mode déformation au sein des cylindres de roche (Bergerat, 1985 ; Bonnet, 1997) et (b) Relations contraintes - déformation pour les différents mécanismes de déformation. (Bergerat, 1985 ; Bonnet, 1997).

▣ Notions de profils rhéologiques

• Qu'est ce qu'un profil rhéologique ?

De façon à prédire le comportement mécanique de la lithosphère, une représentation « stratifiée » des comportements rhéologiques, le long d'une verticale, a été développée. Ce type de profils est appelé « profil rhéologique » et représente les variations de la résistance en fonction de la profondeur. Pour construire ce type de profils, plusieurs approximations sont faites. La lithosphère est supposée à l'équilibre, le gradient géothermique utilisé dans la construction du profil est uniforme et la vitesse de déformation reste constante sur l'ensemble de la lithosphère considérée.

Un exemple de construction de profils rhéologiques est représenté sur la Figure 1.1.4. Pour le comportement fragile, la première étape consiste à calculer la résistance fragile des matériaux de la lithosphère, en contexte de compression (voir Barrier, 2003; Schueller, 2004),

représentée par une droite (loi de Byerlee) (*Figure I.1.4a*). Dans les lithologies ductiles, chaque couche est modélisée en fonction du minéral ou de la roche la plus abondante (ici le quartz pour la croûte et l'olivine pour le manteau lithosphérique). La loi de fluage caractéristique de chaque ensemble lithologique est représentée, pour une température et une vitesse de déformation données (*Figure I.1.4b*). Les transitions entre les domaines fragiles et ductiles correspondent aux intersections entre la droite obtenue pour le comportement fragile (grâce à loi de Byerlee) et les courbes obtenues pour le comportement ductile (lois de puissance). La résistance globale de la lithosphère représente l'intégrale de la contrainte déviatorique sur l'épaisseur de chaque ensemble considéré (*Figure I.1.4c*).

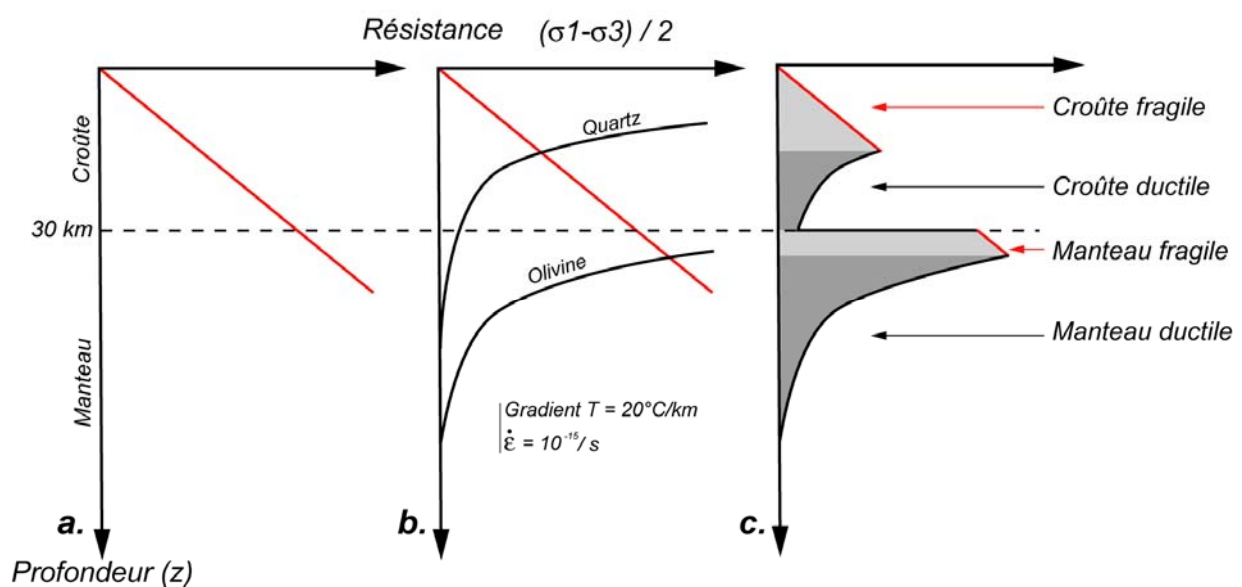


Figure I.1.4 : Principes de construction d'un profil rhéologique pour une lithosphère continentale froide (Modifié d'après Barrier, 2003). La zone grisée représente la résistance totale de la lithosphère.

• Influence de la température sur la résistance de la lithosphère continentale

La forme des profils rhéologiques (et donc la résistance des différents niveaux) varie en fonction du contexte tectonique (extensif, compressif ou décrochant), du taux de déformation, de la présence de fluides mais surtout en fonction du géotherme introduit lors du calcul du profil (Davy, 1986).

Lorsque des gradients géothermiques différents sont introduits dans un modèle de lithosphère continentale présentant une composition minéralogique dominée par le quartz (croûte) et l'olivine (manteau), les profils rhéologiques obtenus ont des morphologies différentes. Lorsque le gradient géothermique est froid (*Figure I.1.5a*), la lithosphère est résistante et composée de quatre grands niveaux dont le comportement est successivement : fragile (croûte supérieure), ductile (croûte inférieure), fragile (manteau sub-Moho) et ductile (partie inférieure du manteau lithosphérique). Tandis que lorsque le géotherme est plus chaud (*Figure I.1.5b*), la résistance globale de la lithosphère continentale diminue et celle-ci est composée de trois couches successivement fragile (croûte supérieure), ductile (croûte inférieure) et ductile (manteau lithosphérique). Dans ce cas, la température au Moho est trop élevée pour permettre l'existence d'un manteau sub-Moho fragile.

Ainsi, pour une même vitesse de déformation, plus le gradient géothermique est élevé, moins la lithosphère est résistante, et plus la transition fragile - ductile se fait à faible profondeur.

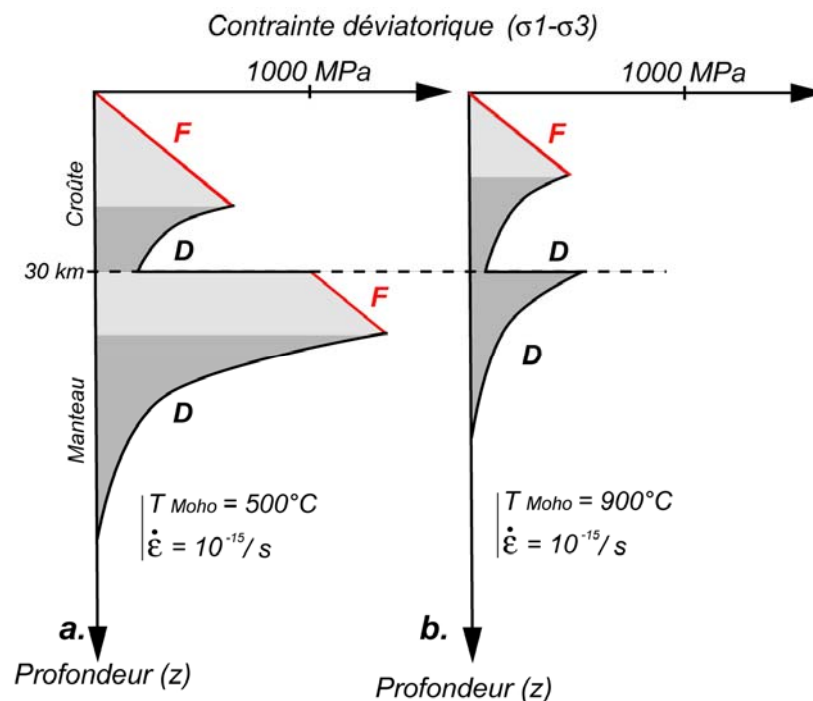


Figure I.1.5 : Exemples de profils rhéologiques caractéristiques d'une lithosphère continentale en compression présentant (a) un gradient géothermique froid ($T_{\text{Moho}} = 500^\circ\text{C}$) et (b) un gradient géothermique plus chaud ($T_{\text{Moho}} = 900^\circ\text{C}$). Modifié d'après Davy et Cobbold, 1991 et Barrier, 2003.

Les modélisations analogiques ont examiné le rôle de la résistance d'une lithosphère continentale sur son mode de déformation, en contexte compressif (Davy *et al.*, 1990 ; Davy et Cobbold, 1991). Les résultats de ces études montrent que la déformation est plus localisée

et accommodée le long de structures chevauchantes d'échelle lithosphérique lorsqu'une lithosphère froide et résistante est déformée (*Figure I.1.6a*). D'un autre côté, une lithosphère moins résistante (présentant un géotherme plus chaud) permet le développement de nombreux petits chevauchements (de taille limitée) qui n'affectent que la croûte supérieure et permet ainsi le développement d'une zone déformée plus large (*Figure I.1.6b*).

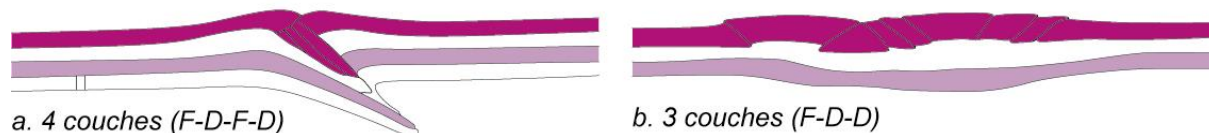


Figure I.1.6 : Schéma synthétique des structures observées au centre d'expériences analogiques préliminaires réalisées en compression sur (a) une lithosphère résistante (manteau sub-Moho fragile) et (b) une lithosphère peu résistante (manteau lithosphérique entièrement ductile). Modifié d'après Davy et al., 1990; Davy et Cobbold, 1991.

▣ Quel niveau contrôle la résistance globale la lithosphère continentale ?

Classiquement, le modèle accepté pour expliquer le comportement rhéologique de lithosphères continentales qui présentent un gradient géothermique normal consiste en l'existence d'une croûte supérieure fragile qui repose sur une croûte inférieure ductile et un manteau supérieur fragile. Une telle stratification rhéologique peut justifier que la résistance globale de la lithosphère soit supportée par le manteau sous-crustal résistant (*Ranalli et Murphy, 1987 ; Ranalli, 1995 ; Cloething et Burov, 1996 ; Watts et Burov, 2003 ; Handy et Brun, 2004*) (*Figure I.1.7a*). Cette interprétation est supportée par des profils de résistance théoriques, testés puis validés expérimentalement, notamment pour la croûte (*Brace et Kohlstedt, 1980*) ainsi que par l'existence d'une cohérence entre la prédiction de l'existence de couches résistantes et la distribution des séismes (*Sibson, 1982-1984 ; Chen et Molnar, 1983*).

Cependant, une hypothèse radicalement opposée a été proposée par *Maggi et al (2000a-b)* puis *Jackson (2002)*, qui proposent que la croûte supérieure soit la couche la plus résistante de l'ensemble de la lithosphère et qu'elle seule supporte la résistance globale de la lithosphère continentale (*Figure I.1.7b*). Dans ce cas, le manteau lithosphérique ainsi que la croûte inférieure auraient une résistance plus faible que la croûte supérieure. Cette hypothèse est basée sur une réévaluation de la profondeur de séismes ainsi que de la profondeur du Moho sous le Tibet. Selon ces mêmes auteurs, la seule couche sismogénique de la lithosphère

continentale serait la croûte supérieure (Maggi et al., 2000a ; Jackson, 2002) qui correspondrait de ce fait à la couche la plus résistante de l'ensemble de la lithosphère.

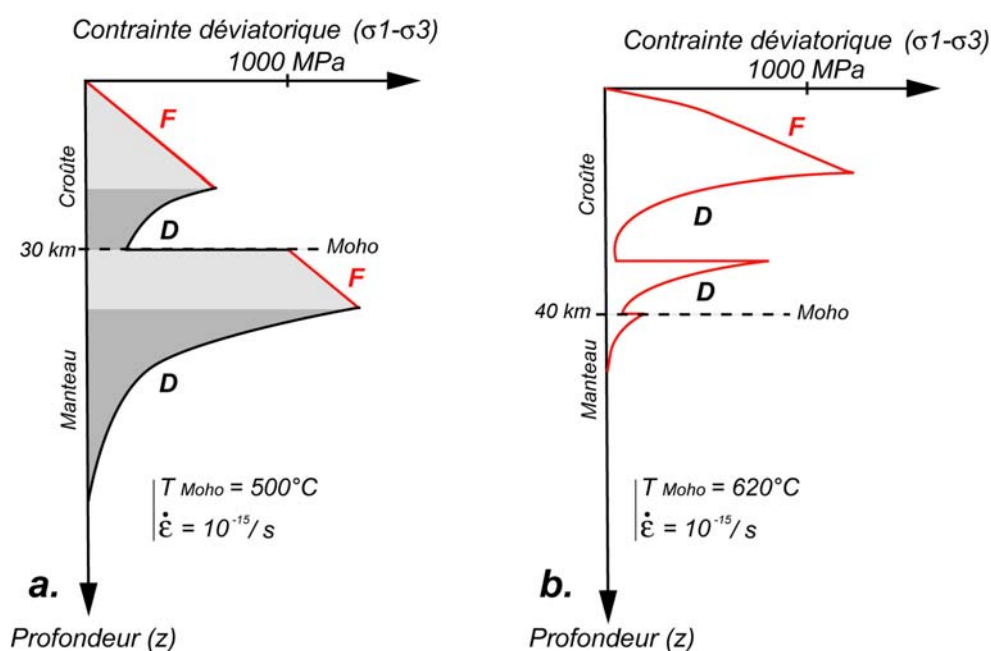


Figure 1.1.7 : Profils rhéologiques d'une lithosphère continentale stable (a) Modèle du « Jelly Sandwich » (modifié d'après Davy et Cobbold, 1991 ; Barrier, 2003) et (b) Modèle de « croûte sismogénique seule » (Jackson, 2002; modifié d'après Schueller, 2004).

Cette nouvelle interprétation de stratification rhéologique a été vivement critiquée et contestée (Handy et Brun, 2004). Alfonso et Ranalli (2004), considèrent que le modèle de « Jelly Sandwich » et le modèle de « croûte sismogénique seule » sont tous les deux valides mais que leur domaine d'application à une lithosphère continentale dépendra de ses propriétés intrinsèques (température, composition, structure lithosphérique) ainsi que de la vitesse de déformation associée. Il n'existerait alors pas de modèle unique applicable à l'ensemble des lithosphères continentales. Ce débat montre donc que la rhéologie de la lithosphère continentale est encore mal comprise et que les simplifications, faites lors de la construction de profils rhéologiques, ne permettent pas d'affirmer quel est réellement le profil rhéologique de cette lithosphère.

En résumé,

La composition rhéologique de la lithosphère continentale peut être simplifiée en deux comportements élémentaires : fragile et ductile. La stratification rhéologique des lithosphères est gouvernée par leur composition chimique, les variations de T et P , la pression fluides et la vitesse de déformation. Cependant, le paramètre essentiel reste la température. Enfin, un débat existe concernant le rôle relatif du manteau sous-crustal et de la croûte supérieure dans le contrôle de la résistance globale de la lithosphère continentale.

1.2. CARACTERISTIQUES DES DOMAINES OROGENIQUES

▣ Classification et répartition géographique des différents orogènes

• Deux grands types d'orogènes

Un « orogène » est le nom donné aux zones de déformation liées à la convergence entre deux plaques rigides. Littéralement, un orogène (« oros » et « genes ») correspond à une zone de construction de montagnes. Ces orogènes sont de deux types, en fonction du contexte géodynamique dans lequel ils se forment (*Windley, 1992-1995*):

- Les « **orogènes de collision** » (du type Alpes, Himalaya...) sont générés par la collision entre deux « blocs » continentaux. Ces orogènes correspondent à des domaines où la croûte a été épaissie, exhumée et érodée. Selon *Windley (1992)*, ces domaines correspondent à des zones de recyclage de croûte ancienne (par le jeu des chevauchements et de la fusion partielle) et sont associés à peu (voire parfois pas) de croissance crustale. Ils peuvent avoir « enregistré » une grande partie de leur histoire précoce (stade en marge passive, ophiolites) et peuvent contenir une zone de suture. Ces orogènes sont fréquents au Phanérozoïque, et moins caractéristiques du Précambrien.

- Les « **orogènes d'accrétion** » se forment à partir de l'accumulation d'arcs insulaires et/ou de micro-continentaux ainsi que de prismes d'accrétion. Ils consistent en un collage de blocs exotiques (plateaux océaniques, morceaux de continents...) accrétés à une marge continentale (du type Cordillère de l'Amérique du NW ou nombre de terrains protérozoïques et archéens). Selon, *Windley (1992)*, ces domaines contiennent alors peu (ou pas) de vieux matériel crustal mais sont caractérisés par une croissance crustale importante. Etant donné l'importance de la croissance crustale au Précambrien, (e.g *Taylor et Mc Lennan, 1985-1995 ; Condie, 1998-2000*) ce type d'orogènes est plus fréquent au Précambrien et au contraire, rare au Phanérozoïque.

• Répartition géographique des différentes zones orogéniques

La *Figure 1.2.1* représente la répartition mondiale des orogènes selon leur âge. Les terrains d'âge archéen constituent 15% des terrains d'âge précambrien tandis que les 85% restant sont

protérozoïques (Goodwin, 1981). Dans le temps, la plupart des orogènes se sont formés au Précambrien et seuls 30% des orogènes sont d'âge phanérozoïque (Maruyama et Liou, 1998). Ceci s'explique par le fait que la période précambrienne considérée (depuis 4.0 Ga jusqu'à 650 Ma) couvre 85% de l'histoire de la Terre tandis que la période phanérozoïque (période la plus étudiée depuis 650 Ma jusqu'à l'actuel) ne représente que 15% de l'histoire de la Terre. Les domaines archéens (d'âge compris entre 4.0 Ga jusqu'à 2.5 Ga) représentent maintenant des zones de « boucliers » autour desquelles sont concentrés les domaines orogéniques paléoproterozoïques (d'âge compris entre 2.5 et 1.6 Ga). Les domaines orogéniques phanérozoïques sont localisés en limites de plaques (orogènes de subduction, de collision) ou correspondent à des orogènes intraplaques.

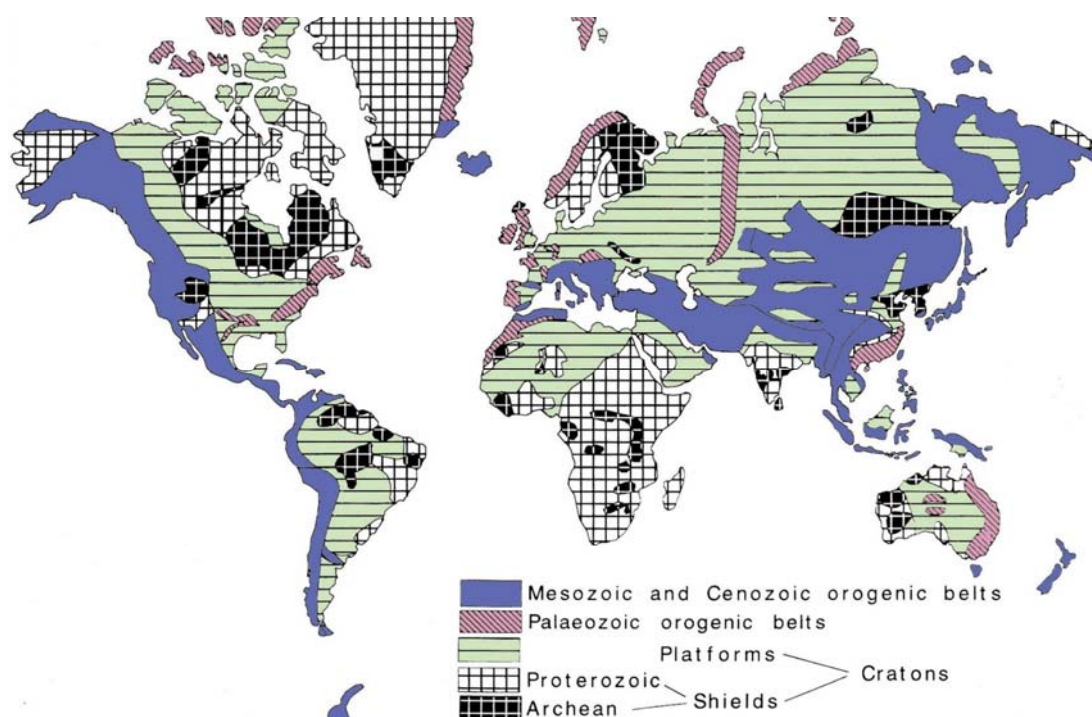


Figure I.2.1 : Carte du monde représentant les orogènes distingués selon leur âge. Modifié d'après Miyashiro et al., 1982 ; Condie, 1989 dans Burg et Ford, 1997.

▣ Acceptation de la théorie de « tectonique des plaques »

Depuis l'acceptation de la théorie de la « tectonique des plaques » ainsi que du concept de compression latérale (Wegener, 1912; Wilson, 1966; Mc Kenzie et Parker, 1967; Le Pichon 1968; Isacks et al., 1968 dans Burg et Ford, 1997), la plupart des orogènes modernes et anciens ont été interprétés en terme de tectonique « globale » (e.g. Dewey et Bird, 1970; Coney, 1970). L'application de ce concept a été utile aux géologues qui ont ainsi pu montrer, à travers des études pétrologiques et structurales, que tous les stades « classiques » d'un

orogène (dû à la convergence entre deux plaques) pouvaient être préservés (subduction, obduction, collision, et éventuellement déformation post-orogénique) au sein des roches. Ainsi, le lien entre la théorie de « tectonique des plaques » et la formation de chaînes de montagne a pu être établi et discuté (e.g. *Coney, 1970; Dewey et Bird, 1970; Miyashiro et al., 1982; Condie, 1989 dans Burg et Ford, 1997*). Désormais, il existe un consensus au sein de la communauté scientifique sur l'acceptation du concept de tectonique des plaques et de son application à toute la période phanérozoïque.

Le débat reste ouvert quant à l'extrapolation de ce modèle sur l'ensemble du Précambrien. Certains auteurs ne doutent pas de son applicabilité (*Dewey et Burke, 1973; Kröner, 1981; Hoffman, 1989; De Wit, 1998*) tandis que d'autres s'y opposent farouchement (*Hargraves, 1976; Wynne-Edwards, 1976; Hamilton, 1998*). L'argument principal des opposants résulte dans l'existence supposée d'un gradient géothermique plus fort à l'archéen. Cet argument est soutenu par l'existence de komatiites, de roches métamorphiques de type HT-BP ainsi que d'un plutonisme abondant. Dès lors, les plaques lithosphériques auraient été plus chaudes et donc plus « flottables » et le processus de subduction aurait pu être inhibé. Cependant, si les plaques lithosphériques étaient plus chaudes, elles semblaient également être plus petites et se déplaçaient plus vite qu'à l'actuel (e.g. *Sleep et Windley, 1992 ; Windley, 1995*). Ainsi, le mode de déformation de ces plaques lithosphériques anciennes, même si la tectonique des plaques était appliquée, devait être différent de celui observé des zones orogéniques actuelles.

Le propos de cette thèse n'est pas de débattre du bien fondé de la théorie de la tectonique des plaques au Précambrien mais plutôt de comprendre pourquoi certaines lithosphères se déforment selon un mode « classique » impliquant collision, chevauchements et éventuellement extension post-épaississement tandis que d'autres présentent des caractéristiques structurales et pétrologiques différentes, attestant d'un mode de déformation particulier.

Nous allons donc dresser une revue (non exhaustive) des grandes caractéristiques de différents types d'orogènes à travers l'espace et le temps, de façon à illustrer leurs ressemblances et leurs différences.

▣ Caractéristiques métamorphiques

• **Les terrains archéens** sont composés de granitoïdes (TTG) et de gneiss granulitiques, juxtaposés à des ceintures de roches vertes. Les paragenèses enregistrées au sein des ceintures de roches supracrustales sont souvent de bas grade (faciès schiste vert à amphibolite inférieur) tandis que les terrains de plus haut grade sont associés à un métamorphisme de plus haute température (faciès amphibolite supérieur à granulite) (Condé, 1981; Nisbet, 1987; Chardon, 1997; Wilkins, 1997). Le métamorphisme régional observé au sein des terrains archéens est donc de MT à HT – BP à MP (Figure I.2.2). Les évidences de métamorphisme de BT-HP au sein de ces terrains sont extrêmement rares (Lambert, 1976), montrant ainsi que les conditions nécessaires à la formation de ces paragenèses n'étaient pas vraiment réunies à l'Archéen ou bien que ces assemblages de type BT-HP ont été formés mais n'ont pas été préservés (Percival, 1994; Wilkins, 1997) ou encore que les roches caractérisées par un tel métamorphisme n'ont pas été exhumées.

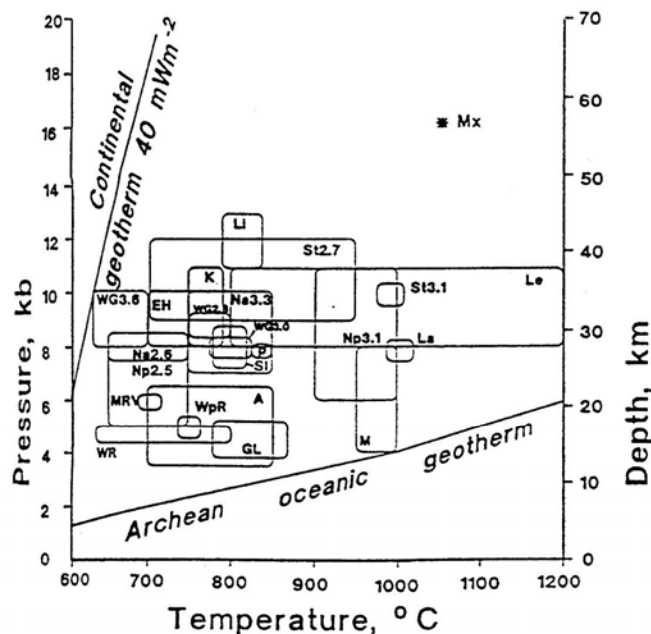


Fig. I-10 : Diagramme P-T montrant les conditions métamorphiques des granulites archéennes (Percival, 1994; modifié). Localisations : **A** : Ashuanipi (province Supérieure); **EH** : Hebei (Chine); **GL** : Ghost lac (province des Esclaves); **K** : Kapuskasing (province Supérieure); **La** : Labwor Hills (Ouganda); **Le** : Lewisian complex (Écosse); **Li** : chaîne du Limpopo (Afrique du Sud, Zimbabwe); **M** : block de Minto (province Supérieure); **MRV** : Minnesota River valley; **Mx** : xénolithes du Montana; **Na** : Narryer gneiss complex (province du Yilgarn); **Np** : Napier complex (Antarctique); **P** : Pikwitonei (province Supérieure); **SI** : Inde du Sud; **St** : Stanovik complex (Sibérie); **WG** : Groenland occidental; **WpR** : Winnipeg River (province Supérieure); **WR** : Wind River Range (Wyoming, USA). Géotherme océanique de Davies (1992) basé sur une production de chaleur mantellique 3 fois supérieure à celle d'aujourd'hui et une production de chaleur dans la lithosphère 2 fois supérieure à l'actuelle. Le géotherme continental est celui de Boyd et al. (1985) et tient compte de la stabilité du diamant à l'intérieur de la lithosphère continentale.

Figure I.2.2 : Diagramme PT illustrant le domaine de stabilité de granulites archéennes (Percival, 1994).

• **Les domaines protérozoïques** affleurants correspondent également souvent à des terrains de moyen à haut degré métamorphique, caractérisés par des assemblages minéralogiques de MT à HT et BP à MP (faciès amphibolite supérieur à granulite) (par exemple : Groënland : Dempster et al., 1991; Finlande : Väisänen et Höllta, 1999; Schreurs et Westra, 1986;

Korsman *et al.*, 1999; Terre Adélie : Pelletier *et al.*, 2002; Birimien d'Afrique de l'Ouest: Caby *et al.*, 2000; Canada : Zwanzig, 1999; Australie : Clarke et Powell, 1991). Les pressions enregistrées au sein des roches protérozoïques sont généralement faibles à moyennes (de l'ordre de 10-12 kbars au maximum) et correspondent à des pics en température proches de 700-850°C (Figure I.2.3) avec parfois l'existence de domaines de UHT dans lesquels les pics en température peuvent atteindre plus de 1000°C (Baba, 1999; Moraes *et al.*, 2002).

Les roches de haut degré métamorphique qui sont présentes au sein des terrains d'âge protérozoïque, affleurent souvent sur de très grandes surfaces et sont affectées par un phénomène d'anatexie important associé à la mise en place de larges volumes de magmas.

De plus, au sein de ces domaines, les assemblages métamorphiques de type HP - BT sont rares. Quelques occurrences de schistes bleus ont été décrites dans des terrains du Protérozoïque supérieur (Dallmeyer et Gibbons, 1987; Liou *et al.*, 1989; Nakajima *et al.*, 1990; Hefferan *et al.*, 2002; Stern, 2005) mais jamais dans les terrains plus vieux que 1 Ga, à l'exception de Liou *et al.* (1988) qui suggèrent leur existence dans un domaine paléoprotérozoïque (1.8 Ga).

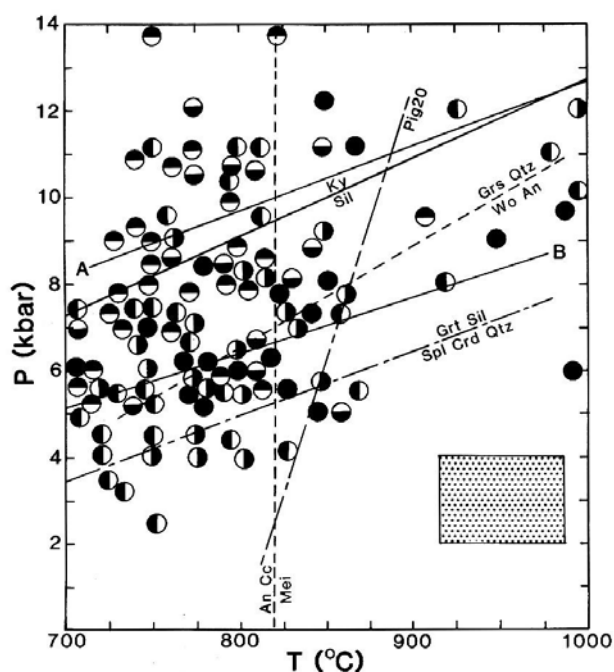


Fig. 9. Pressure-temperature estimates for Proterozoic granulites, grouped according to age divisions and regions. Stippled box: typical P - T uncertainty. Filled circles: 2200–1900 Ma and various granulites; half-filled circles: left half filled, 1900–1600 Ma granulites; right half filled, 1100–900 Ma Antarctic granulites; upper half filled, Grenville Province granulites; lower half filled, 900 Ma and younger granulites.

Figure I.2.3 : Diagramme PT illustrant le domaine de stabilité de granulites protérozoïques (Harley, 1992 et références incluses).

- **Les domaines phanérozoïques** sont constitués de roches (à l’affleurement) pouvant présenter tous les degrés métamorphiques depuis des faciès de type BT-HP jusqu’à des faciès de type HT-BP. Dès lors, dans les domaines orogéniques phanérozoïques, les roches ont pu enregistrer des histoires métamorphiques très contrastées puis être mises en contact les unes avec les autres. Par exemple, dans la partie Sud du Massif Armoricaïn (Hercynien), des domaines présentant des degrés métamorphiques contrastés sont juxtaposés par le jeu de structures majeures associant chevauchements et détachements (*Figure 1.2.4*). Des reliques de schistes bleus et d’éclogites sont présentes dans les domaines internes des orogènes phanérozoïques (*Figure 1.2.5*). Les domaines plus externes sont caractérisés par des assemblages de plus bas degré depuis le domaine diagénétique (non métamorphisé) jusqu’au faciès amphibolite supérieur (*Figure 1.2.5*). Localement, des assemblages de plus haute température peuvent être aussi être observés (*Figure 1.2.4*) et représentent en général un stade tardif dans l’histoire de l’orogène.

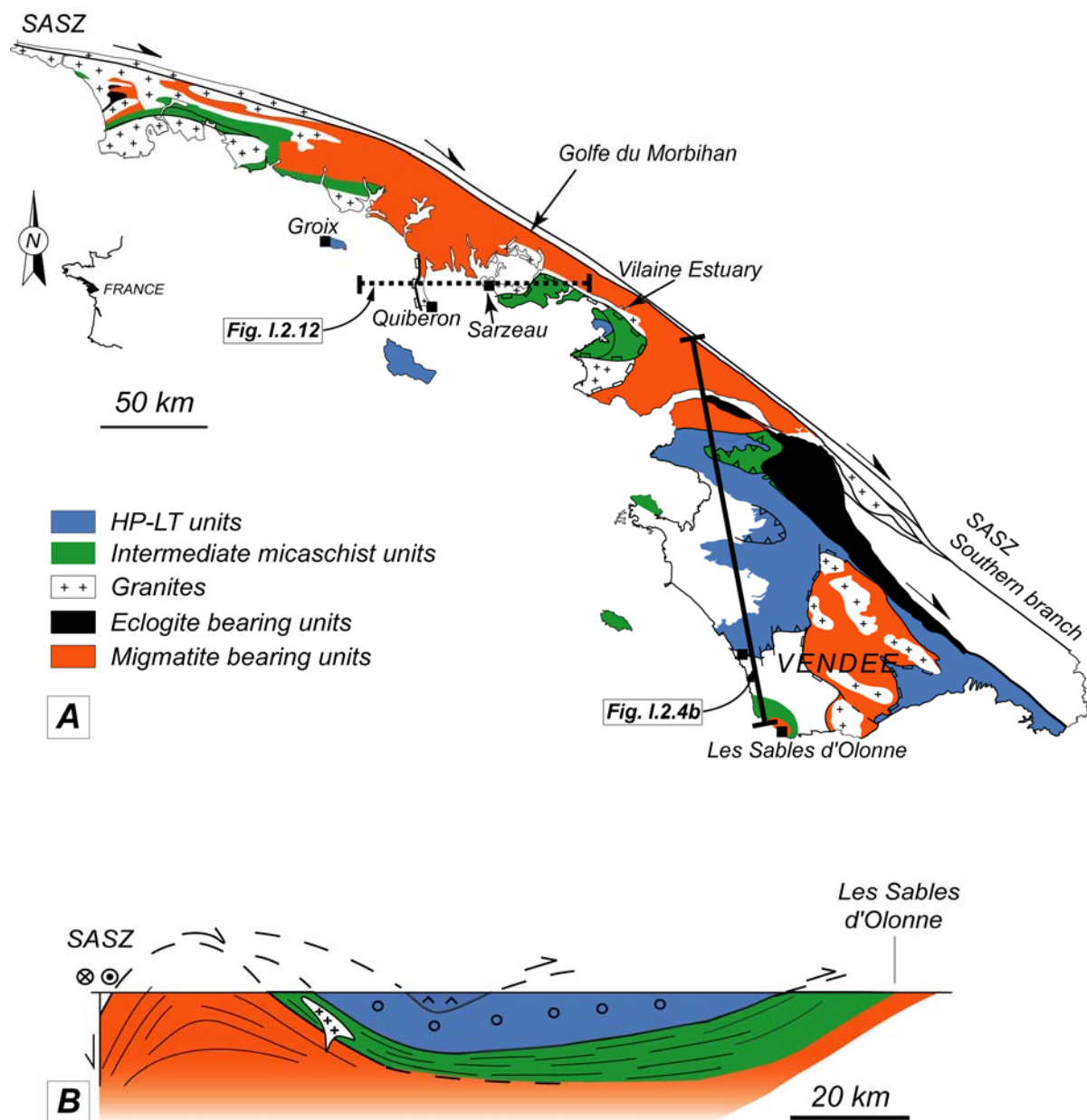


Figure 1.2.4: (a) Carte métamorphique de la partie Sud du Massif Hercynien Armoricain (France). Le trait noir représente le trait de coupe de la Figure 1.2.4b. et le trait en pointillé représente le trait de coupe de la Figure 1.2.12. (b) Exemple de coupe géologique à travers le domaine Sud Armoricain. Modifié d'après Cagnard et al., 2004.

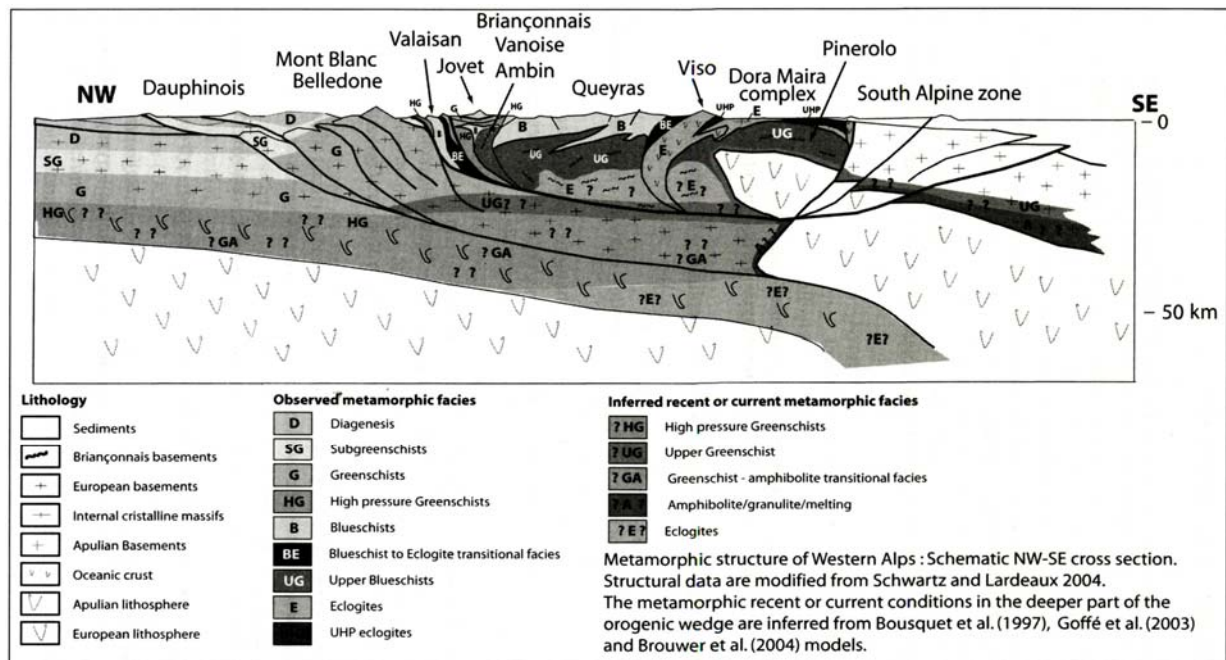


Figure 1.2.5 : Coupe schématique projetée NW-SE à travers les Alpes de l'Ouest montrant la structure métamorphique. La partie supérieure de la coupe est dessinée à partir de données de la carte métamorphique des Alpes tandis que la partie profonde de la coupe est extrapolée à partir de données de modélisation numérique ainsi que de données provenant des Alpes centrales (Goffé et al., 2004 et références incluses)

Les zones orogéniques phanérozoïques présentent en fait des assemblages métamorphiques plus diversifiés que les domaines précambriens, avec l'existence fréquente d'assemblages de HP et une relative pauvreté de roches caractérisées par le faciès granulite. Ceux-ci sont plutôt caractérisés par une juxtaposition de roches présentant des grades métamorphiques contrastés acquis dans des contextes géodynamiques différents (subduction, collision, étalement gravitaire syn- ou post-épaississement).

• Synthèse des caractéristiques métamorphiques

Les orogènes précambriens sont plutôt caractérisés par des assemblages de type HT-BP (à MP) correspondant aux faciès amphibolite à granulite. Au sein de ces orogènes, les faciès de HP-BT (éclogites et schistes bleus) sont rares (Figure 1.2.6). Les orogènes phanérozoïques sont caractérisés par des assemblages de type HP- BT (à MT) ainsi que par une grande diversité d'assemblages de plus bas degré compris entre le domaine diagénétique et le faciès amphibolite. Dans les chaînes phanérozoïques, les domaines de HT-BP à MP sont souvent localisés et associés à des processus d'exhumation le long de détachements extensifs (e.g.

Davies et Coney, 1979 ; Wernicke, 1981 ; Brun et Van den Driessche, 1994) ou d'extrusion (e.g. Burg et Podladchikov, 2000 ; Rosenberg et al., 2004).

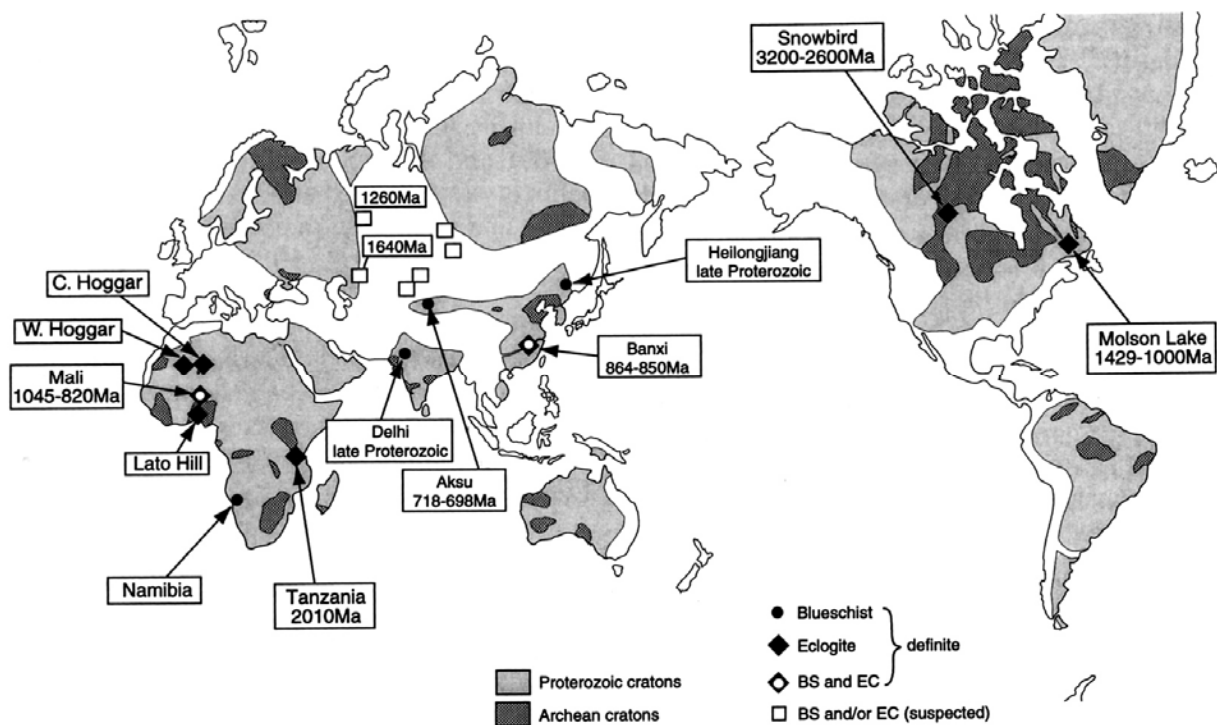


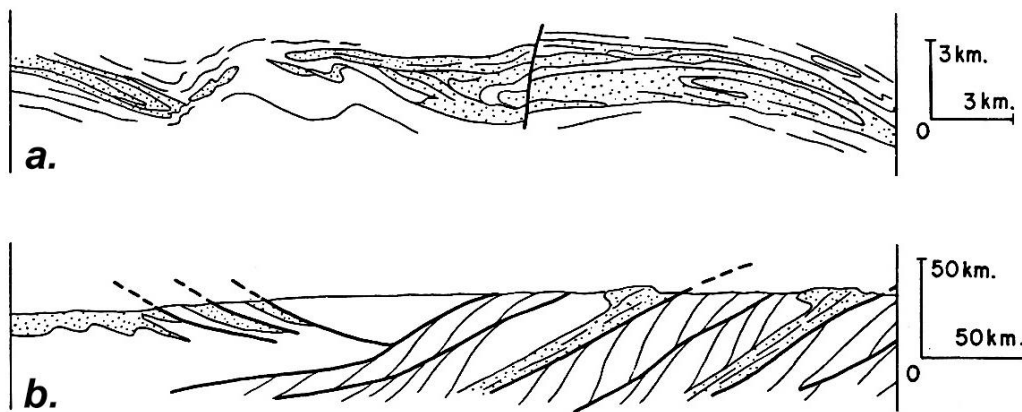
Figure I.2.6 : Distribution et âge des rares domaines précambriens présentant des assemblages de type schiste bleu et/ou éclogites (d'après Maruyama et al., 1996).

Les changements de l'enregistrement métamorphique au sein des orogènes dans le temps, peuvent refléter des changements dans le fonctionnement géodynamique global. Ainsi, l'augmentation progressive de la fréquence du métamorphisme de type HP, liée à une diminution relative de l'abondance des assemblages de type HT-BP, a été interprétée comme une conséquence du refroidissement progressif de la Terre et d'une modification lente et continue du gradient géothermique (*de Roever, 1956 ; Maruyama et Liou, 1998*).

▣ Caractéristiques structurales

- **Les orogènes archéens** montrent tous des évidences de raccourcissement horizontal. Cependant, les structures développées au sein de ces domaines sont variées et les études structurales ont permis l'élaboration de plusieurs modèles pour expliquer leur formation.

Certains domaines archéens ont été interprétés en terme de tectonique de nappes. La juxtaposition d'unités métasédimentaires et métavolcaniques serait accommodée par le fonctionnement de chevauchements peu pentés, impliquant un épaissement par empilement tectonique d'écailles (*Figure I.2.7* ; Coward *et al.*, 1976; Myers, 1976; Bickle *et al.*, 1980; De Wit, 1982; Myers *et Kröner*, 1994; Chen *et al.*, 2003; Griffin *et al.*, 2004). Des données géophysiques ont supporté ce modèle (*ex* : le projet LITHOPROBE, Choukroune *et al.*, 1997 ; Clowes *et al.*, 1998; White *et al.*, 1999) mais les arguments de terrain relatifs sont généralement peu convaincants.



*Figure I.2.7 : Coupes interprétatives au sein de croûtes archéennes illustrant les modèles de nappes. (a) Selukwe Greenstone Belt, Zimbabwe, (b) Dharwar Craton, Inde. Les roches supracrustales ainsi que les ceintures de roches vertes sont représentées en pointillé et les roches gneissiques et granitiques en blanc. D'après Choukroune *et al.*, 1997 et références incluses.*

Cependant, les terrains archéens sont en grande partie composés de granitoïdes et ceintures de roches vertes qui sont caractérisés par des structures en « **dômes et bassins** » dans lesquelles les roches supracrustales sont présentes sous forme de synformes tandis que les granitoïdes représentent des « dômes » (Mc Grégor, 1951 ; Windley *et Bridgewater*, 1971 ; Gorman *et al.*, 1978 ; Bouhallier *et al.*, 1995 ; Chardon *et al.*, 1996-1998 ; Choukroune *et al.*, 1997 ; Van Kranendonk *et Collins*, 1998 ; Van Kranendonk *et al.*, 2001). La juxtaposition des dômes et des bassins est accommodée par l'existence de zones de cisaillement verticales. Dans ces domaines, la foliation majeure est sub-v verticale et souvent associée à des linéations d'étirement fortement plongeantes montrant ainsi l'importance des mouvements verticaux le long de ces zones de cisaillement. Au sein des ceintures de roches vertes, des plis droits parallèles aux limites des dômes sont visibles. Dans les dômes de gneiss et granitoïdes, les structures sont souvent moins bien marquées et la foliation qui est horizontale au toit du dôme, se verticalise progressivement vers les bordures (Bouhallier *et al.*, 1995 ; Chardon,

1997 ; Chardon *et al.*, 1996-1998). De grandes zones de cisaillement décrochantes peuvent également souvent être observées au sein de ces domaines (Figure I.2.8a).

Une interprétation souvent invoquée pour expliquer cette structure en « dômes et bassins » consiste en la création d'instabilités gravitaires au sein de la croûte et au développement de mouvements diapiriques liés à l'enfoncement de roches supracrustales lourdes par rapport à une remontée de granitoïdes plus légers (« sagduction ») (Figure I.2.8b). Ce modèle insiste sur la prédominance de mouvements verticaux (accommodés le long de zones de cisaillement fortement pentées) dans la structuration des domaines archéens et est appuyé par de nombreux travaux de modélisation ainsi que par des études de terrain (e.g. Anhaeusser *et al.*, 1969; Schwerdtner *et al.*, 1979 ; Collins, 1989; Bouhallier *et al.*, 1995; Chardon *et al.*, 1996-1998; Collins *et al.*, 1998; Bédart *et al.*, 2003; Rey *et al.*, 2003; Hickman, 2004; Van Kranendonk *et al.*, 2004) (Figure I.2.8b). Il existe une très bonne compatibilité entre les résultats des modélisations et les données structurales.

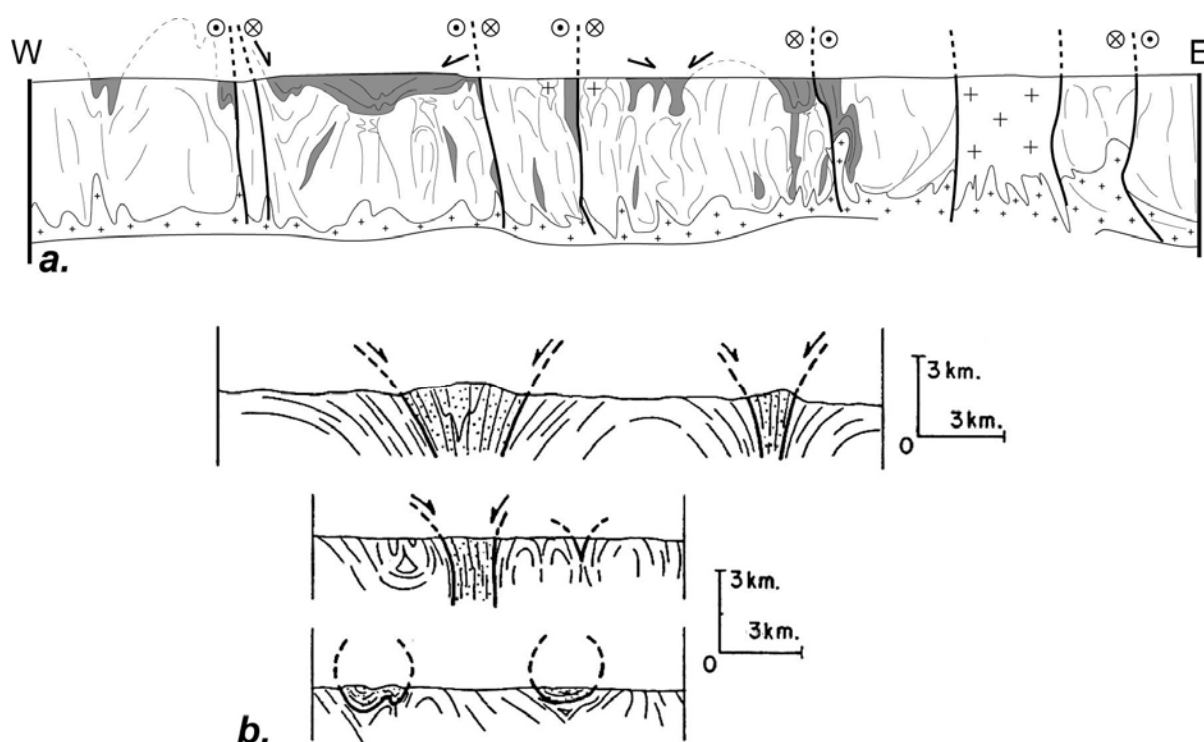


Figure I.2.8 : (a) Coupe interprétative d'échelle crustale à travers un domaine archéen caractérisé par des « dômes et bassins » (Dharwar Craton, Inde). Les traits noirs : traces de la foliation et zones de cisaillement; en gris : ceintures de roches vertes ; les croix : granites. Modifié d'après Chardon *et al.*, 1998 et (b) Coupes interprétatives au sein de croûtes archéennes illustrant le modèle de diapirisme proposé (Dharwar craton, Inde). En pointillé : roches supracrustales et ceintures de roches vertes ; en blanc : gneiss et granites. D'après Choukroune *et al.*, 1997 et références incluses.

Deux autres interprétations ont été proposées pour expliquer l'existence de cette géométrie en « dômes et bassins ». La première famille de modèles explique cette géométrie particulière en terme d'interférence de plis (Snowden, 1984; Drury et al., 1984; Myers et Watkins, 1985; Blewett, 2002) impliquant plusieurs phases compressives successives avec des directions de raccourcissement fortement obliques les unes par rapport aux autres (Figure I.2.9a-b). Cependant les arguments structuraux qui supportent ce type de modèle ne sont pas toujours vérifiés sur le terrain et ce type de modèle est désormais devenu assez obsolète.

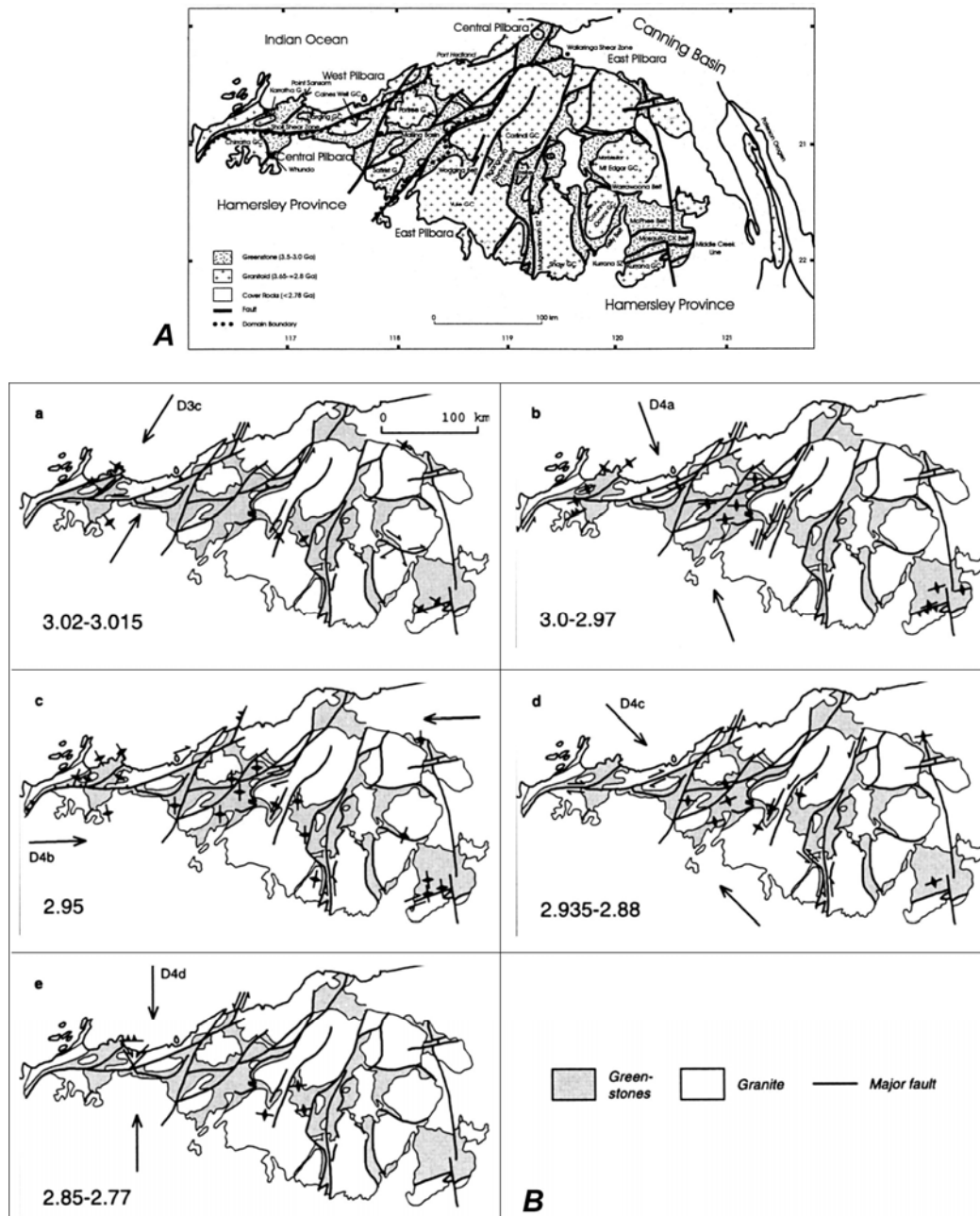


Figure I.2.9 : (a) Carte géologique simplifiée du craton du Nord Pilbara représentant les principaux dômes et bassins ; (b) Cartes représentant l'évolution structurale du craton du Pilbara dans le temps et indiquant la direction principale de raccourcissement pour chaque étape. Modifié d'après Blewett, 2002.

La seconde famille de modèles explique les « dômes et bassins » en terme d'extension post-orogénique associée au développement de Metamorphic Core Complexes (MCC) (*Williams et Currie, 1993 ; Sawyer et Barnes, 1994 ; Kloppenburg et al., 2001*) (*Figure I.2.10*). Cependant, aucune évidence de juxtaposition de domaines métamorphiques de haut et de bas degrés n'a été observée au sein des domaines archéens et les évidences d'un épaissement précoce permettant le développement ultérieur de MCC ne sont pas convaincantes.

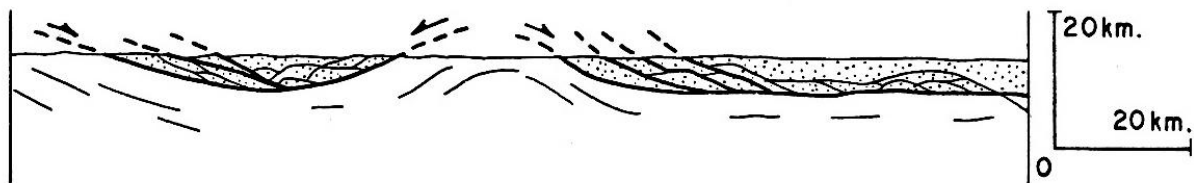


Figure I.2.10 : Coupe interprétative au sein d'une croûte archéenne illustrant le modèle d'extension post-orogénique (Yilgarn craton, Australia). Les roches supracrustales ainsi que les ceintures de roches vertes sont représentées en pointillées et les roches gneissiques et granitiques en blanc. D'après Choukroune et al., 1997 et références incluses.

- **Les orogènes phanérozoïques** sont caractérisés par l'existence de structures tangentielles qui permettent la superposition d'unités d'histoire différentes présentant parfois des degrés métamorphiques très divers. L'épaississement est accommodé par le fonctionnement de chevauchements à différentes échelles, qui permettent un empilement progressif de matériel (*Figure I.2.11*).

Dans les orogènes de collision (Alpes ou Himalaya), où le manteau lithosphérique continue de subduire (*Nicolas et al., 1990*), l'épaississement lié à la collision continentale est accommodé par des chevauchements d'échelle lithosphérique (*Figure I.2.11a*). Dans ces zones de collision, la plaque subduite se déforme en donnant une structure dissymétrique avec une propagation des chevauchements vers l'avant pays (*Figure I.2.11a*). Au premier ordre, ce type d'orogène correspond à un prisme dissymétrique développé sur une subduction mantellique (*Malavieille, 1984 ; Beaumont et Quinlan, 1994*) (*Figure I.2.11a*).

Dans le cas des orogènes liés à une subduction (Andes), le développement de nombreux chevauchements crustaux permet l'épaississement. Dans ce type d'orogène, la plaque chevauchante se déforme et la compression induit un épaissement accommodé par des chevauchements antithétiques par rapport à la subduction (*Molnar et Chen, 1982 ; Schmitz,*

1994 ; Lamb et al., 1997 ; Figure I.2.11b). Dans ce type de chaîne, l'épaississement n'est en outre pas uniquement lié à la tectonique car des volumes importants de matériel magmatique sont également additionnés à la croûte par sous-placage (Thorpe et al., 1980 ; Wigger et al., 1994 ; Schwarz et Krüger, 1997).

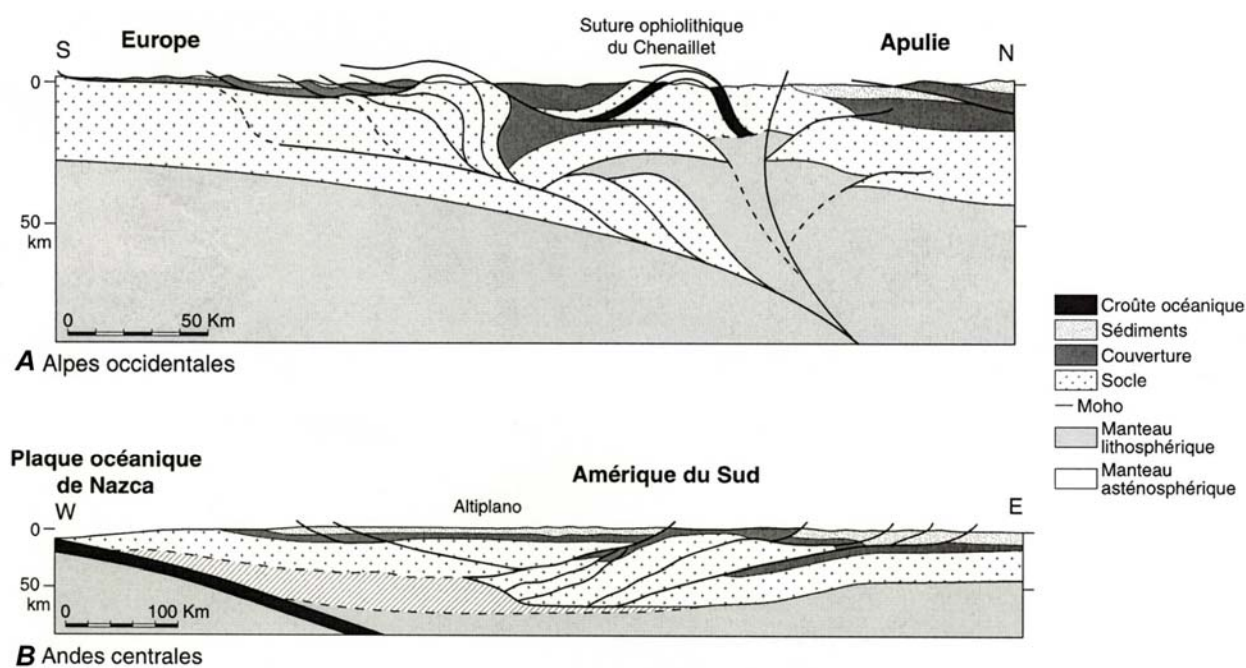


Figure I.2.11 : Coupes géologiques simplifiées à travers (a) une chaîne de collision, les Alpes occidentales et (b) une chaîne de subduction, les Andes centrales (Barrier, 2003 – modifié d'après (a) Roure et al., 1990 et (b) Schmitz, 1994).

Des structures tangentielles extensives sont également observables au sein des orogènes phanérozoïques et se développent pendant ou après la collision. Ces structures localisées correspondent à des zones de cisaillement juxtaposant des domaines présentant des degrés métamorphiques différents. Parfois, les failles normales ont un rejet important et permettent ainsi la remontée de matériel crustal « chaud » qui peut être juxtaposé avec des roches en position supracrustale. Ce processus est en particulier illustré par le développement de Metamorphic Core Complexes, comme classiquement illustré dans le « Basin and Range » (Davies et Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Burchfield et al., 1992 ; Foster et al., 2001) ou le domaine Egéen (Lister et al., 1984 ; Gautier et Brun, 1994 a-b ; Sokoutis et al., 1993) (Figure I.2.12).

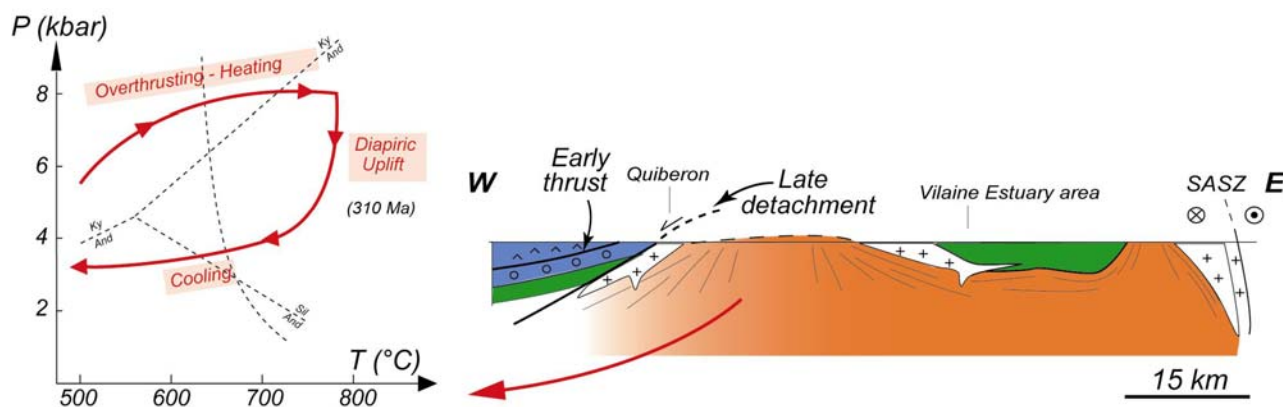


Figure 1.2.12 : Coupe schématique à travers le domaine Hercynien Sud Armoricain. La légende et le trait de coupe sont représentés sur la Figure 1.2.4 (d'après Cagnard et al., 2004). Le trajet PT est d'après Jones et Brown, 1990.

• **Les orogènes protérozoïques** sont (par analogie avec les orogènes phanérozoïques) souvent décrits comme présentant des caractères « modernes » et leur interprétation est le plus souvent faite de façon uniforme avec l'actuel. La majorité des terrains de cet âge ont été décrits comme résultant d'une collision ou d'une accretion, l'épaississement étant essentiellement accommodé par des structures chevauchantes (ex : Birimien : *Ledru et al., 1989-1994* ; Svecofennien : *Van Staal et Williams, 1983*; Kola-Karelia : *Berthelsen et Marker, 1986, Barbey et Raith, 1990*; Panafricain : *Kröner, 1985* ; Canada : *Bleeker, 1990* ; Grenvillien : *Krogh, 1994 ; Culshaw et al., 1994*). Quelques auteurs proposent également que certains de ces domaines aient subi une extension post-orogénique illustrée par l'existence de grandes failles normales (e.g *Culshaw et al., 1994 ; Korja et Heikkinen, 1995 ; Blasband et al., 2000*). Cependant, les évidences de telles structures sont parfois faiblement argumentées (*Bleeker, 1990*). Les données de géophysique profonde (programmes LITHOPROBE (Canada ; e.g. *Clowes et al., 1998 ; White et al., 1999*); BABEL et SVEKALAPKO (Baltique ; *Korja et Heikkinen, 1995-2005*) ; Australie (Mount Isa ; *Drummond et al., 1998 ; MacReady et al., 1998*) ont autorisé ces interprétations mais sont parfois mal appuyées par les observations de surface.

Ainsi, plusieurs auteurs ont proposé que la transition entre une tectonique « archaïque » et une tectonique « moderne » se soit faite à la limite Archéen - Protérozoïque (*voir Rey et al., 2003 et références incluses*). Cette hypothèse s'appuie sur la raréfaction des ceintures de roches vertes (et des komatiites) au Protérozoïque indiquant alors des changements thermiques importants associés à la diminution progressive du rôle des processus gravitaires,

responsables de la structuration en dômes et bassins (e.g. *Choukroune et al., 1997*). La limite Archéen - Protérozoïque correspondrait alors à une transition tectonique, pétrologique et thermique majeure.

Cependant, il existe de nombreux domaines orogéniques protérozoïques qui présentent une prédominance de caractéristiques structurales et métamorphiques qui sont difficilement interprétables en terme de tectonique « moderne ». Ces domaines impliquent souvent des lithosphères juvéniles (cas des orogènes d'accrétion). Ils sont caractérisés par une dominance des fabriques verticales distribuées ainsi que par l'existence de zones de cisaillement fortement pentées montrant une composante d'étirement vertical marquée par des linéations minérales fortes ainsi que, parfois, des plis en fourreau avec des axes fortement plongeants (*Fuerten et Robin, 1989 ; Bleeker, 1990 ; Lonka et al., 1998 ; Gapais et al., 2005 ; Figure I.2.13a.b*). Ces fabriques sont plus facilement interprétables en termes de tectonique transpressive qu'en termes de chevauchements (*Fuerten and Robin, 1989; Bleeker, 1990; Ehlers et al., 1993; Pelletier et al., 2002; Vassallo and Wilson, 2002; Gapais et al., 2005*).

Les structures verticales plissent et transposent des foliations faiblement pentées montrant parfois une composante d'étirement à fort angle de la direction de convergence (*Bleeker, 1990 ; Vassallo et Wilson, 2001-2002 ; Pelletier et al., 2002; Gapais et al., 2005 ; Figure I.2.13c.*). Ces domaines sont caractérisés par un métamorphisme homogène de HT-BP à MP sur de larges surfaces ainsi que par un magmatisme important (*Bleeker, 1990 ; Elhers et al., 1993 ; Zwanzig, 1999 ; Bédard et al., 2003*). Toutes ces caractéristiques vont à l'encontre d'une tectonique moderne dominée par des mouvements tangentiels.

Les structures ainsi que le métamorphisme de type HT-B/MP et le magmatisme volumineux associé, semblent indiquer que ces lithosphères étaient plus chaudes et donc certainement moins résistantes. ***Leur mécanisme de déformation reste pour l'instant mal compris et c'est pourquoi notre travail s'intéressera plus particulièrement à ce type de lithosphère.***

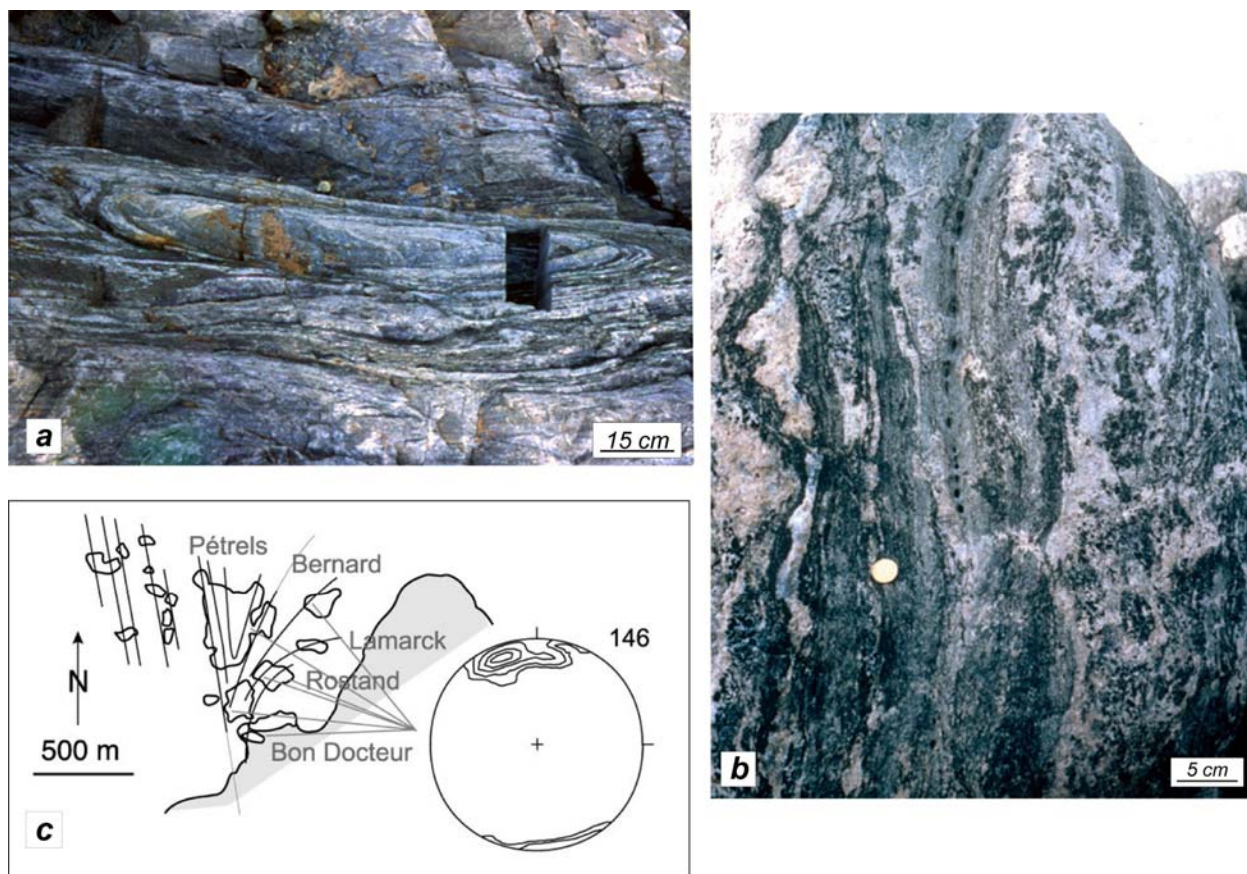


Figure 1.2.13 : Illustrations des caractères structuraux principaux observés au sein de domaines d'âge paléoprotérozoïque, impliquant des lithosphères juvéniles. (a) Photographie d'un pli en fourreau à axes verticaux (Thompson Nickel Belt, Canada) et (b) Photographie illustrant une fabrique migmatitique verticale associée au boudinage vertical d'un paléosome (Pelletier et al., soumis). Ces deux photographies illustrent le développement de fabriques fortement pentées auxquelles est associée une composante d'étirement vertical importante. (c) Schéma synthétique représentant l'attitude des linéations d'étirement dans la zone de Pointe Géologie (Terre Adélie). Les traits noirs représentent les trajectoires de foliations et le stéréogramme représente les contours de densité des linéations d'étirement (Pelletier et al., soumis)

▣ Caractéristiques magmatiques

- **La plupart des orogènes précambriens** sont caractérisés par un magmatisme important qui dure longtemps et représente des volumes importants. Ce magmatisme est souvent associé à des phénomènes de croissance crustale (voir paragraphe suivant). Le magmatisme accompagne souvent toute l'histoire tectonique sur une gamme de temps longue (parfois plus de 100 Ma consécutives, e.g Vaasjoki, 1996). De plus, au sein de ces domaines anciens impliquant des croûtes juvéniles, ce magmatisme abondant est très délocalisé et n'est pas particulièrement concentré le long de zones de cisaillement (Figure 1.2.14).

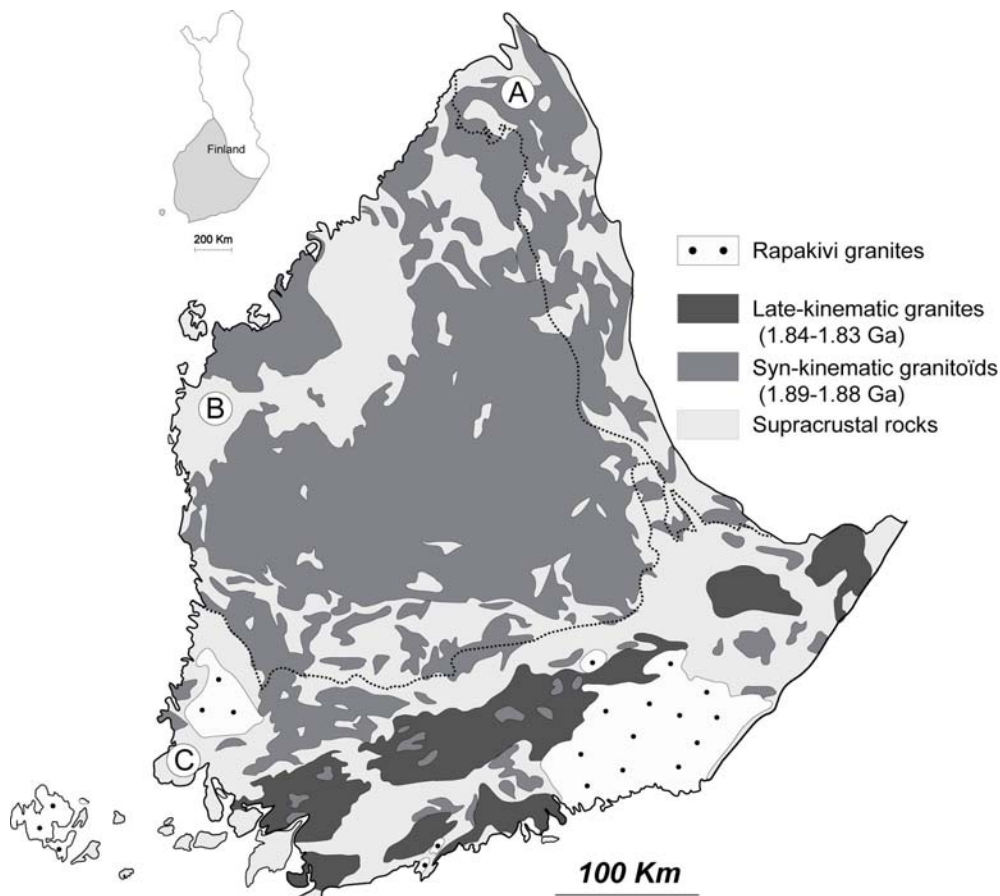


Figure I.2.14 : Carte géologique simplifiée des Svécofennides de Finlande illustrant les caractères volumineux et délocalisé des magmas au sein d'orogènes anciens impliquant des lithosphères juvéniles. A, B et C représentent les 3 principaux complexes d'arcs d'âge paléoprotérozoïque constituant cet orogène d'accrétion.

- **Les orogènes phanérozoïques** sont caractérisés par un magmatisme moins important, qui représente des volumes beaucoup plus faibles que dans le cas des orogènes anciens. La mise en place de magma se fait souvent le long de zones de cisaillement majeures (Figure I.2.4). Le magmatisme affecte tout de même les différents types de chaînes (subduction, collision, intraplaque) mais demeure souvent limité en volume.

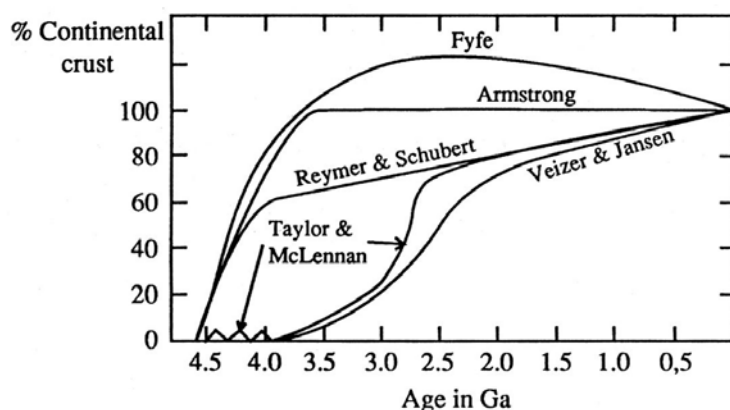
1.3. REGIMES THERMIQUES

▣ Croissance crustale et magmatisme

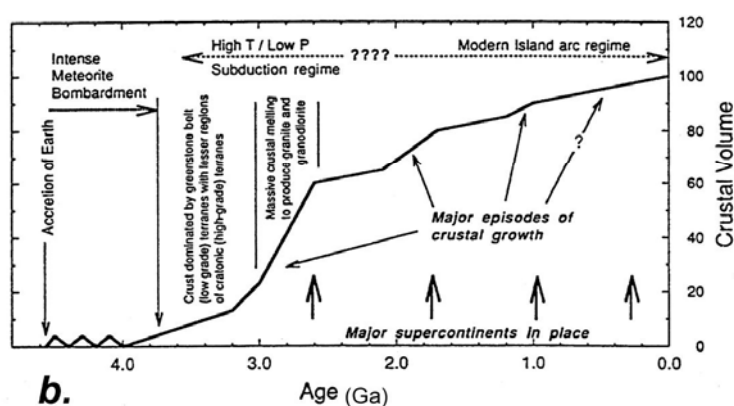
- ***Modèles de croissance crustale***

Il existe de nombreux modèles concernant la croissance crustale. La principale différence entre ces différents modèles concerne la nature épisodique ou linéaire de cette croissance. Les principaux modèles montrent tout de même que plus de 50% du volume de la croûte continentale a été créée avant 2.5 Ga et proposent que le Phanérozoïque ne corresponde pas à une période majeure de croissance continentale (*Fyfe, 1978; Armstrong, 1981; Reymer et Schubert, 1984; Taylor et Mc Lennan, 1985-1995*) (*Figure I.3.1a-b*). Dès lors, il semble que l'Archéen (ainsi qu'au moins le début du Protérozoïque) aient été les grandes périodes de formation de croûte continentale.

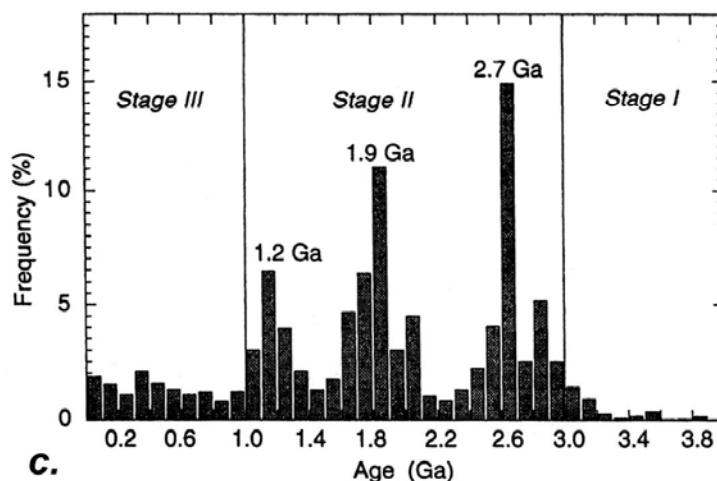
Plus récemment, un consensus a été trouvé sur la nature épisodique de la création de cette croûte mais les causes de cette épisodicité restent débattues. Après la mise en évidence de pics épisodiques de production crustale (*Taylor et Mc Lennan, 1985*), *Condie (1998-2000)* propose 3 pics majeurs : 2.7 Ga, 1.9 Ga et 1.2 Ga (*Figure I.3.1c*) ; il relie l'existence de ces pics à des épisodes de formation de supercontinents. *Brunet et Machetel (1998)* proposent, quant à eux, que cette épisodicité soit liée à des événements catastrophiques de « chute » de plaques subductées froides dans le manteau, créant ainsi la remontée de panaches mantelliques qui provoqueraient une fusion importante à la limite lithosphère - asthénosphère.



a. Models of crustal growth (from Taylor and McLennan, 1985). Even if they widely differ one from the other, all indicate that about 75% of the continental crust was generated before 2.5 Ga. Data are from: Fyfe, (1978); Veizer and Jansen, (1979); Armstrong, (1981); Reymer and Schubert, (1984); Taylor and McLennan, (1985).



b.



c.

Figure I.3.1 : Différents modèles concernant la croissance crustale (a) d'après Martin, 1994, (b) d'après Taylor et Mc Lennan, 1995 et (c) d'après Condie, 1998.

La croissance crustale se traduit en réalité par une production importante de magmas extraits du manteau et additionnés au volume de la croûte préexistante. La nouvelle croûte ainsi

produite est appelée « croûte juvénile » car elle ne provient pas du recyclage (fusion) de matériaux de croûte déjà formée. *Condie (1998)* propose alors que 36% de la croûte continentale ait été formée entre 3.0 et 2.5 Ga, puis 39% entre 2.15 et 1.65 Ga, 12% entre 1.32 et 1.0 Ga et enfin 13% entre 700 Ma et l'actuel (*Figure I.3.2*). Ce modèle insiste sur l'importance de la production de magmas au Paléoprotérozoïque (entre 2.5 Ga et 1.6 Ga).

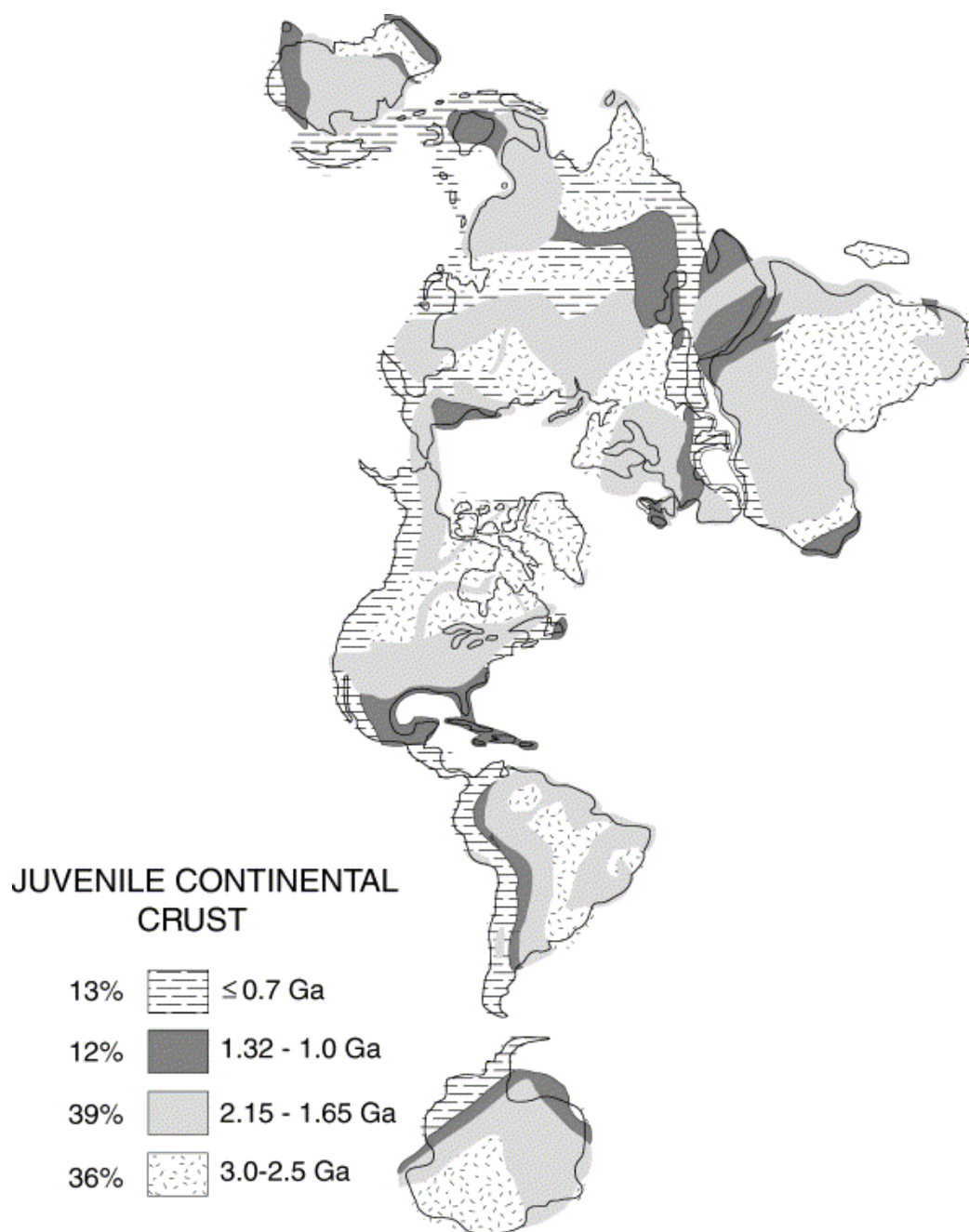


Figure I.3.2 : Carte des continents représentant la distribution de la croûte continentale en fonction de son âge de formation (Armstrong, 1991; Condie, 1998)

● *Modalités de la croissance crustale*

Deux modèles principaux sont invoqués pour expliquer les mécanismes de formation de croûte juvénile (Windley, 2003) : le modèle de « subduction » et le modèle de « panaches mantelliques ».

Le premier modèle suggère que la croûte continentale se forme dans les zones de subduction et soit liée au magmatisme de marge (au sens large) pendant une phase de convergence (Kay et Kay, 1986 ; Rudnick et al., 1998). Ce magmatisme peut être issu soit : (1) de la fusion de matériel asthénosphérique qui remonte lors de l'initiation de la subduction, soit (2) de la fusion de coin de manteau au sein d'un contexte d'arc plus mature, soit (3) de la fusion de « slabs » jeunes (et/ou) chauds (Tarney et Jones, 1994 ; Windley, 2003). Les roches magmatiques formées dans les zones de subduction correspondent alors à des roches d'affinité d'arc insulaire, de la croûte océanique et éventuellement des ophiolites.

Le second modèle suggère qu'une fusion partielle importante au sein de panaches mantelliques permette l'extraction de matériel qui va former des plateaux océaniques trop épais pour subducter et qui vont pouvoir s'accréter (Stein et Hofmann, 1994 ; Abbott et al., 2000). Cependant l'hypothèse de la non-subductabilité de ces plateaux reste encore débattue (Windley, 2003 et références incluses).

▣ *Evolution thermique*

● *Refroidissement séculaire de la Terre et refroidissement du manteau*

La Terre se refroidit progressivement depuis son accréation par dissipation de chaleur en surface qui provient de trois sources distinctes : la chaleur résiduelle de la Terre, la chaleur latente d'accréation et de cristallisation (Smith, 1981), ainsi que la chaleur produite par désintégration des éléments radiogéniques de longue période (K-Th-U) (Wasserburg et al., 1964). La chaleur latente de cristallisation reste constante dans le temps tandis que la chaleur résiduelle de la Terre ainsi que la chaleur liée à la désintégration d'éléments radiogéniques décroissent. La décroissance exponentielle de chaleur produite par désintégration de K-Th-U

montre que cette production de chaleur était 2.5 à 3 fois plus forte à l'Archéen qu'à l'actuel (Lambert, 1976 ; Richter, 1985) (Figure I.3.3).

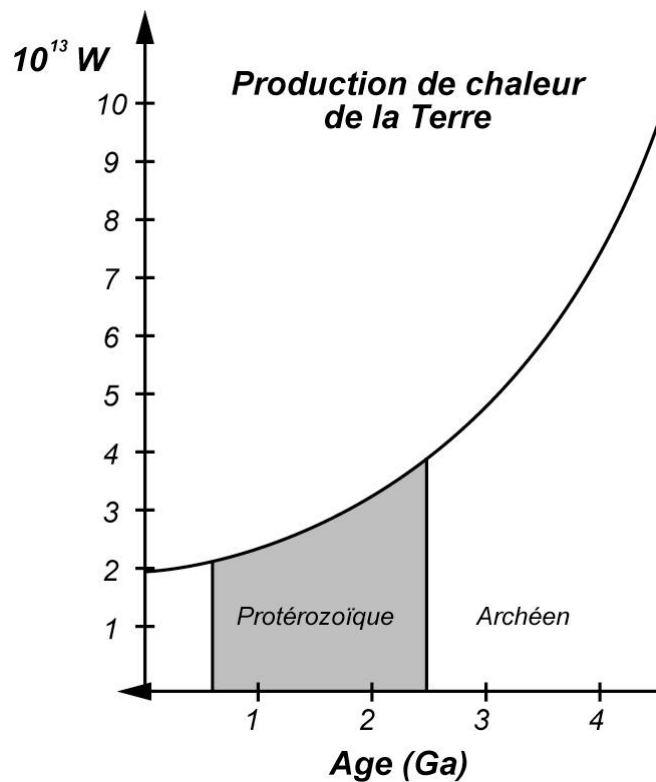


Figure I.3.3 : Evolution de la production thermonucléaire de chaleur avec le temps (Modifié d'après Pelletier, 2001)

Des modèles concernant l'évolution de la température du manteau supérieur au cours du temps ont montré que celui-ci était beaucoup plus chaud à l'Archéen (1800°C à 3.8 Ga) qu'à l'actuel (1300°C) (Richter, 1985-1988 ; Figure I.3.4a). De plus, des études pétrologiques sur les komatiites (laves riches en MgO) ont confirmé la nature plus chaude du manteau archéen (e.g Green *et al.*, 1974). En effet, les températures d'extrusion des komatiites indiquent que la température de leur source mantellique a pu être supérieure à 1600°C et peut être même proche de 2200°C (Bickle *et al.*, 1975 ; Arndt *et Nisbet*, 1982 ; Nisbet *et al.*, 1993) (Figure I.3.4b).

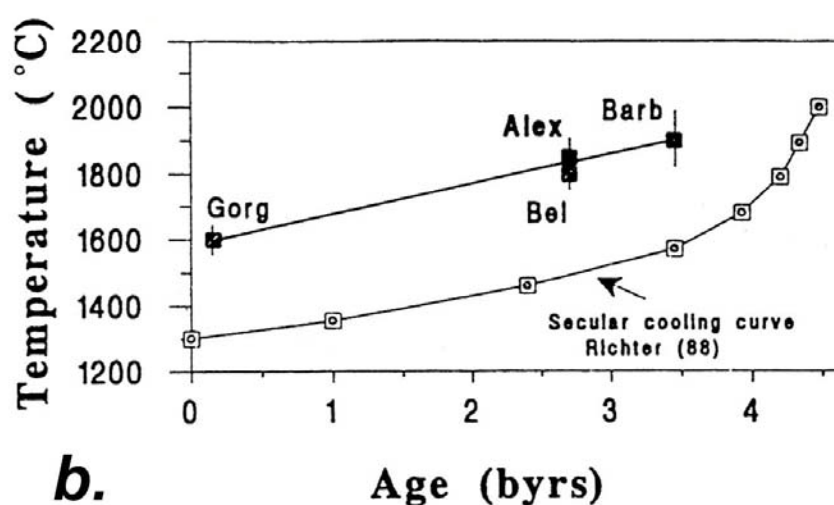
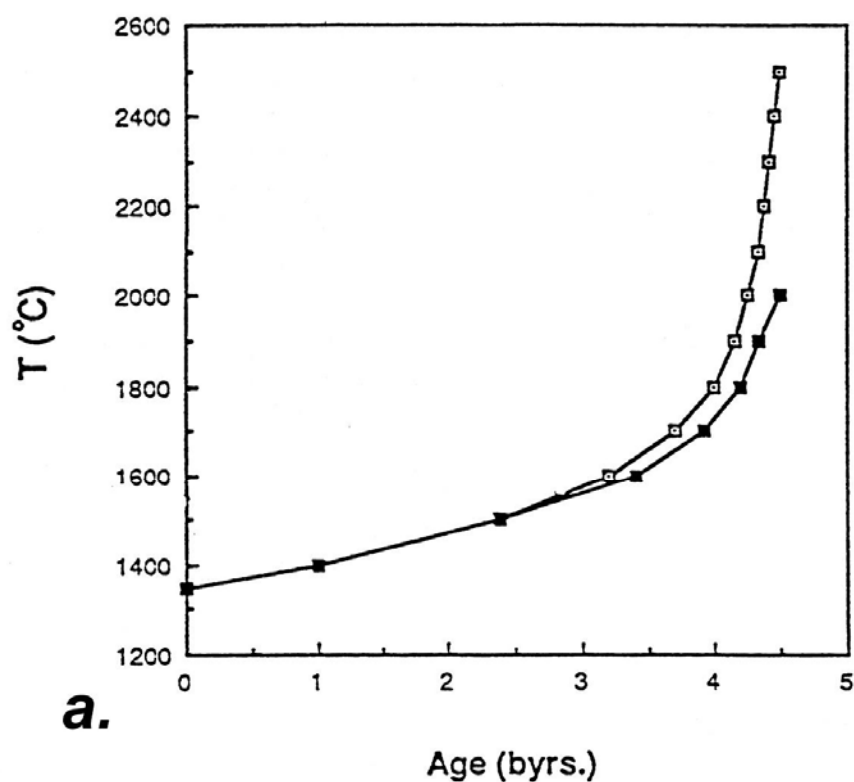


Figure I.3.4 : (a) Courbes de refroidissement du manteau supérieur tracées en fonction de la perte actuelle de chaleur. Les deux courbes correspondent à des températures initiales du manteau supérieur, de 2000°C et 2500°C à 4.5 Ga. (D'après Richter, 1988) et (b) Diagramme représentant : 1. (en noir) les estimations des températures du manteau déduites d'après les températures de fusion de komatiïtes (Alex : Alexo (Abitibi, Province Supérieure), Barb : Barberton (Kaapvaal, Afrique du Sud), Bel : Belignwe (Zimbabwe), Gorg : Gorgona (Colombie) et 2. (en gris) la courbe de refroidissement séculaire du manteau de Richter (1988). (D'après Nisbet et al., 1993)

• Estimation des géothermes continentaux

Le géotherme actuel, au sein d'une lithosphère continentale stable, est estimé entre 15 et 30°C/km pour la partie crustale tandis que ce gradient diminue fortement dans la partie plus profonde de la lithosphère. Les températures au Moho suggérées par ce gradient géothermique seraient proches de 550°C pour une lithosphère continentale « actuelle » stable (*Figure I.3.5*). Au sein des domaines orogéniques phanérozoïques, des températures importantes peuvent être atteintes en base de croûte (de l'ordre de 800-900°C), lorsque celle-ci a été fortement épaissie (lors d'un épisode compressif) et thermiquement rééquilibrée.

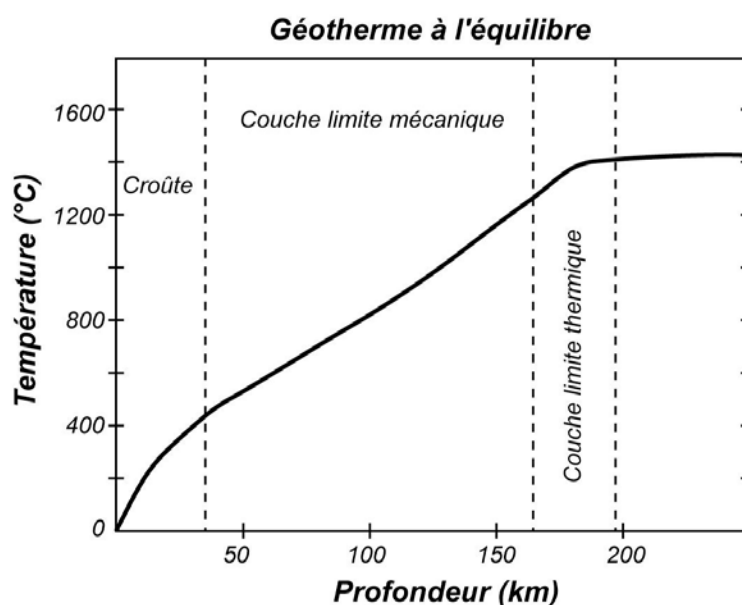


Figure I.3.5 : Schéma représentant l'évolution de la température en fonction de la profondeur (géotherme continental à l'équilibre) au sein de lithosphères continentales froides et stables (D'après Mc Kenzie et al., 2005)

Les estimations de paléo-géothermes continentaux dans les terrains précambriens ont souvent été faites d'après des données pétrologiques et thermobarométriques ainsi qu'à partir de simulations numériques. L'existence d'un manteau plus chaud ainsi que d'un flux de chaleur plus important à l'Archéen et la prédominance d'assemblages métamorphiques de type HT-BP auraient pu suggérer des températures importantes au sein des masses continentales. Certains auteurs ont même proposé des gradients géothermiques très forts (de l'ordre de 50-70°C/km ; Fyfe, 1973; Condie, 1994).

Cependant, des études détaillées concernant les conditions P-T enregistrées au sein de ces roches ont montré que les géothermes précambriens ne devaient pas être extrêmes mais

pouvaient possiblement être faiblement perturbés (*Lambert, 1976; Watson, 1978; Burke et Kidd, 1978; Delor et al., 1991 ; Gibson et Jones, 2002*). *Marshak (1999)* considère que le gradient géothermique archéen permettait une température à 35 km de profondeur de 100°C plus chaude qu'à l'actuel. *Cheng et al. (2002)* calculent des paléo-géothermes dans les orogènes paléoprotérozoïques comparables à l'actuel (Lynn Lake et Eastern Abitibi) ainsi que localement perturbés (Thompson Belt, Western Abitibi). Des calculs thermobarométriques sur des diamants contenus dans des kimberlites ont révélé des températures de 900-1200°C pour des profondeurs de 150-200 km, compatibles avec un gradient géothermique actuel (*Boyd et al., 1985*). *England et Bickle (1984)* proposent que le géotherme continental archéen ait été proche de l'actuel et que la formation de chaînes de montagnes de type Himalaya ait pu être possible à l'Archéen. Au contraire, l'existence de gradients géothermiques perturbés pourrait empêcher une forte élévation (cad une création de reliefs importants) des orogènes (*Marshak, 1999 ; Rey et al, 2001*).

Cependant, les géothermes continentaux estimés d'après des données pétrologiques et thermobarométriques sont considérés comme «à l'équilibre» ou perturbés par un épaissement crustal instantané. En effet, les estimations de géothermes sont faites en ne prenant en compte que le flux de chaleur d'accrétion ainsi que le flux de chaleur dû à la désintégration radioactive (*Chardon, 1997*). L'apport de chaleur lié au magmatisme est ainsi négligé dans ces estimations. Or, la période précambrienne est une période majeure de croissance crustale (*cf chapitre I.3.*) et un apport important de matériel magmatique doit avoir des conséquences sur le géotherme continental.

● **Rôle de l'accrétion crustale sur les géothermes continentaux**

Dans nombre de zones précambriennes, des apports magmatiques importants sont synchrones de la déformation des lithosphères continentales. En effet, dans les terrains archéens composés de granites et de ceintures de roches vertes, le plutonisme et le volcanisme à l'origine des deux types de lithologies sont contemporains et reflètent une accrétion majeure de magmas d'origine mantellique dans la croûte (e.g *Chardon, 1997*). Des apports importants de magmas sont également synchrones de la déformation principale de nombreux domaines protérozoïques (exemples du Svécofennien : *Elhers et al., 1993*, Birimien : *Caby et al., 2000 ; Trans-Hudson : Zwanzig, 1999*). L'apport de chaleur induit par l'accrétion de larges volumes

de magmas (par sous-placage ou par intrusions de magmas basiques) provoque alors des perturbations du géotherme continental en base de croûte, lors d'épisodes tectono-métamorphiques (Wells, 1980; Bohlen, 1987-1991; Chardon, 1997). Un exemple de l'influence du sous-placage sur un géotherme continental est représenté sur la *Figure I.3.6*. Cette modélisation montre qu'un apport de magmas basiques de 8 km d'épaisseur à une température proche de 1000°C en base de croûte provoque un réchauffement important du géotherme en moins de 10 Ma (*Figure I.3.6*). Cependant, la quantification de cette perturbation reste difficile à faire et est directement dépendante du volume et de la nature des magmas additionnés à la croûte (volume difficile à estimer au sein des lithosphères précambriennes) (Wells, 1980).

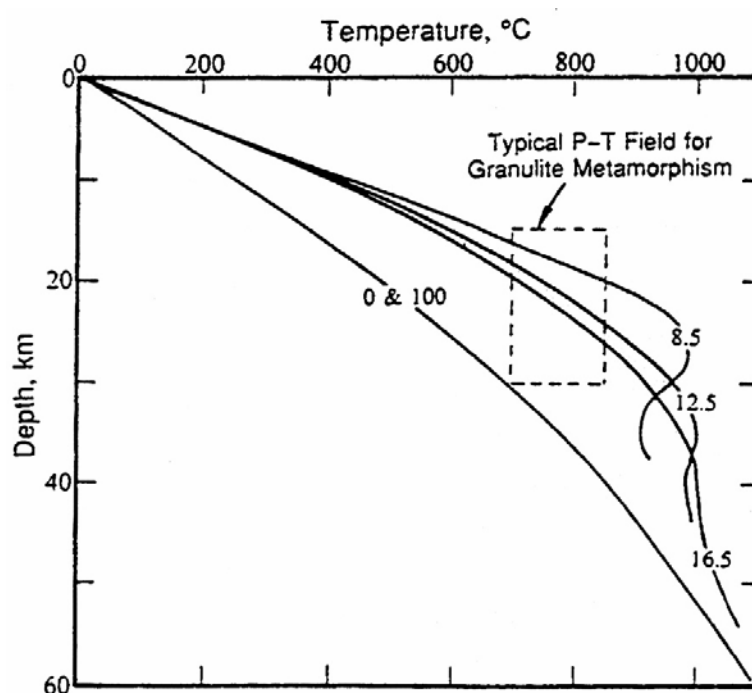


Figure I.3.6 : Effet thermique dû à de l'accrétion magmatique par placage de magmas basiques en base de croûte continentale. L'accrétion dure 20 Ma et correspond à une épaisseur de 8 km de magmas ($T = 1000^{\circ}\text{C}$) à la base d'une croûte de 25 km d'épaisseur. Les géothermes dessinés représentent les géothermes 0, 8.5, 12.5, 16.5 et 100 Ma après le début de l'accrétion crustale. (Ashwal et al., 1992).

Ainsi, les estimations de géothermes faites sur des terrains de hauts degrés métamorphiques et caractérisés par une accrétion magmatique importante sont supérieures à la valeur des géothermes à l'équilibre (England et Bickle, 1984). Mc Laren et al. (2005) proposent que la répartition ainsi que la concentration en éléments radiogéniques dans la lithosphère contrôle l'état thermique de celle-ci. Ainsi, une concentration des éléments radiogéniques dans la croûte inférieure semble impliquer des températures au Moho élevées (de l'ordre de 900°C) et

donc une forte perturbation du géotherme continental (*Figure I.3.7.*). Cette concentration d'éléments produisant de la chaleur en base de croûte serait directement liée aux phénomènes d'accrétion crustale (*Mc Laren et al., 2005*). La migration des éléments radiogéniques vers la surface (liée au magmatisme, à la tectonique, à la sédimentation ou à l'érosion) permettrait un rééquilibrage thermique et un retour à l'équilibre du système, impliquant une cratonisation progressive des domaines initialement plus chauds (*Sandiford et Mc Laren, 2002 ; Mc Laren et al., 2005*).

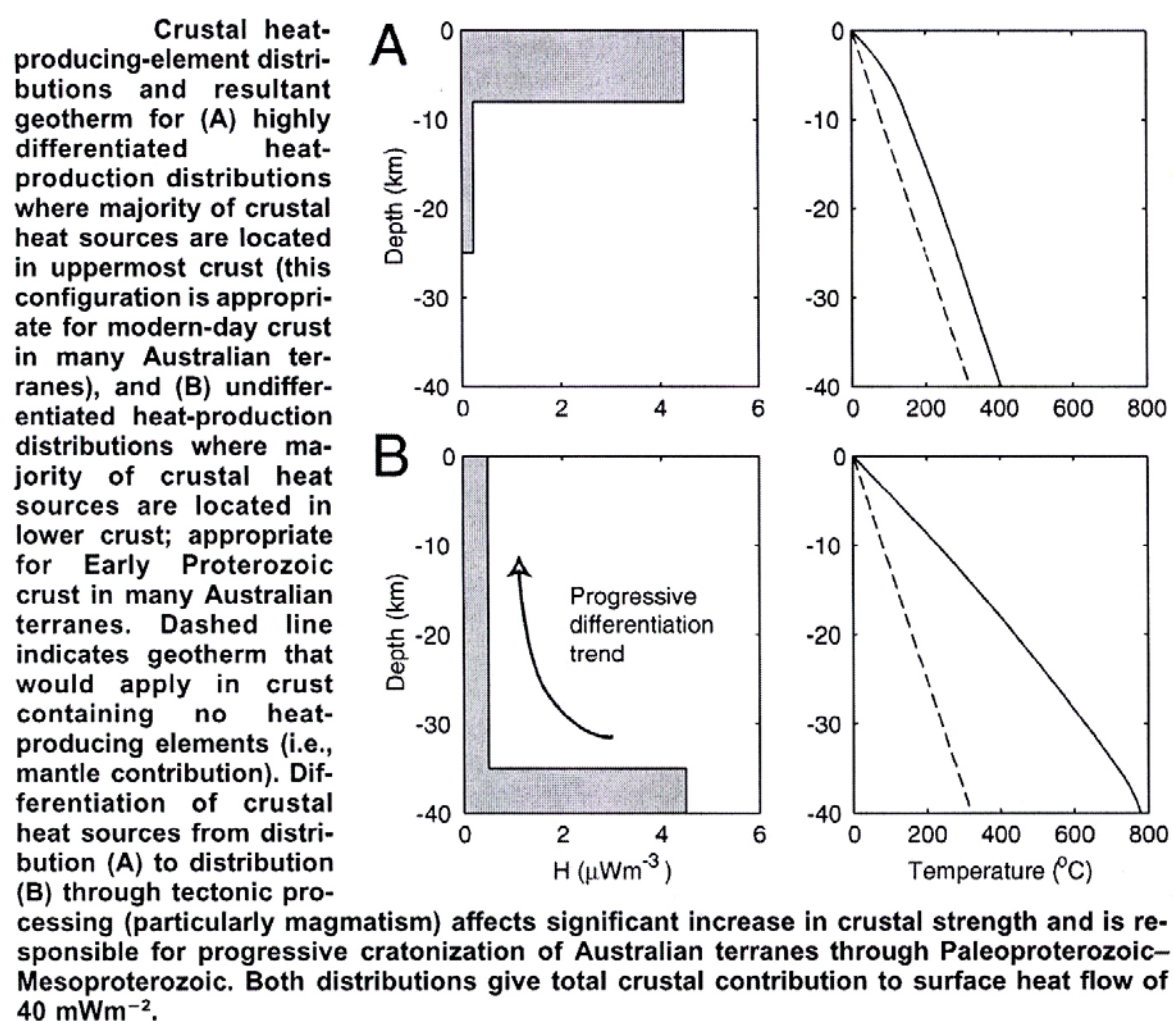


Figure I.3.7 : Distributions des éléments producteurs de chaleur dans la croûte et géothermes associés (d'après Mc Laren et al., 2005).

Cependant, puisque nombres de terrains précambriens sont associés à une croissance crustale importante, le débat n'est plus de savoir si, de manière générale, le géotherme à l'équilibre était proche ou non de l'actuel : il semblait l'être. Par contre, les perturbations locales de ce

géotherme dues à un apport magmatique doivent être prises en compte et intégrées lors de l'étude du comportement de lithosphères continentales en compression.

- ***Paradoxe thermique***

L'accrétion crustale semble influencer et perturber localement les gradients géothermiques et cependant, le géotherme continental à l'équilibre au Précambrien devait être proche de l'actuel. Cependant les estimations d'un manteau plus chaud à l'Archéen ainsi que l'existence d'un refroidissement séculaire de la Terre ont permis à *Bickle (1986)* et *Vlaar et al (1994)* de soulever un paradoxe thermique. Une dissipation importante et efficace de la chaleur à travers la lithosphère devait alors exister pour permettre un flux de chaleur de surface peu différent de l'actuel.

1.4. OBJECTIFS DE L'ETUDE

Les orogènes présentent des caractéristiques majeures différentes dans le temps mais aussi dans l'espace.

Au premier ordre, c'est dans le temps que les orogènes présentent le plus de différences.

En effet, les orogènes phanérozoïques (ainsi que certains orogènes protérozoïques), **impliquant des lithosphères résistantes** sont caractérisés par une localisation de la déformation accommodée par le développement de chevauchements d'échelle crustale ou lithosphérique. Certains domaines épaissis peuvent ensuite subir de l'extension syn à post-épaississement, associée au développement de zones de cisaillement extensives. Le fonctionnement de ces grandes structures permet la superposition de domaines pouvant présenter des signatures métamorphiques très différentes (depuis la diagénèse jusqu'à l'UHP). La croissance crustale associée au développement de ces orogènes est faible et ceux ci correspondent surtout à des sites de recyclage de croûte héritée.

D'un autre côté, certains orogènes précambriens, **impliquant notamment des lithosphères juvéniles**, présentent des caractéristiques différentes. Les structures chevauchantes y sont rares (ou absentes) et les zones de cisaillement verticales sont dominantes. Ces zones de

déformation sont souvent associées à un étirement vertical indiquant une prédominance de mouvements verticaux. Au sein de ces domaines, la déformation semble être distribuée et l'épaississement plutôt homogène. Le métamorphisme associé est souvent lui aussi très homogène et de type HT-MP (faciès amphibolite à granulite). Ces zones de convergence sont souvent le site d'une importante croissance crustale, avec un magmatisme syn-tectonique important. Les évidences d'assemblages de type HP-BT ainsi que la préservation d'ophiolites sont souvent absentes. Dans ce type d'environnement, un modèle d'orogénèse classique est difficile à appliquer.

Comment expliquer des comportements mécaniques si différents (caractérisés par le développement de structures et de métamorphisme particuliers) entre différentes lithosphères continentales soumises à une même composante de raccourcissement horizontal ?

Le comportement mécanique d'une lithosphère continentale en compression est directement contrôlé par son profil rhéologique. De plus, les enveloppes rhéologiques caractérisant ce profil sont directement déterminées par la composition chimique des roches constituant la lithosphère, la température et le taux de déformation.

La température semble être un facteur critique pouvant expliquer les différences de comportement de ces différentes lithosphères continentales. Or, les estimations sur les paléo-géothermes tendent à montrer que les géothermes globaux au sein des lithosphères continentales anciennes n'étaient pas très différents des géothermes actuels. Cependant, la croissance crustale est un paramètre souvent négligé dans les calculs de paléo-géothermes et son influence sur la modification des géothermes semble être primordiale. Si l'on considère que le Précambrien est une période de croissance crustale importante, il est possible que localement, des lithosphères continentales aient pu présenter des gradients géothermiques anormalement élevés. Dès lors, dans des zones où il existait un apport magmatique lié à la croissance crustale non négligeable, les températures au Moho devaient être localement plus importantes. Une variation de la température au Moho de l'ordre de 100°C pourrait réduire la résistance globale de la lithosphère continentale d'un facteur de 2-3 (*Sandiford et Mc Laren, 2002*) (*Figure I.4.1*). Dès lors, les lithosphères continentales comportant une forte proportion de matériel juvénile devaient certainement être moins résistantes que les lithosphères continentales actuelles stables.

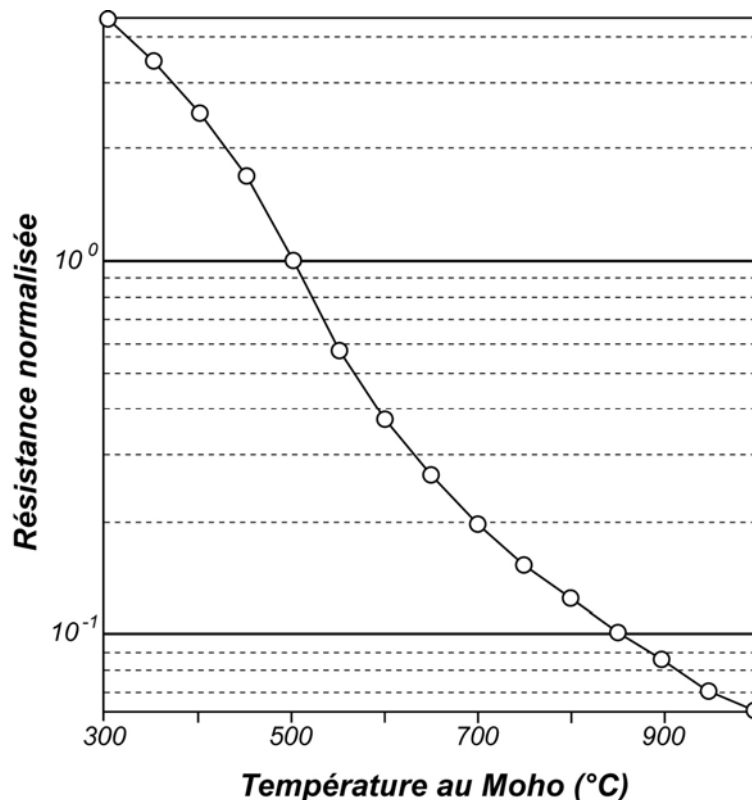


Figure 1.4.1 : Dépendance de la résistance de la lithosphère continentale à la température au Moho normalisée pour une température au Moho de 500°C (d'après Sandiford et Mc Laren, 2002).

Finalement, nous allons essayer de comprendre « Comment et Pourquoi » des structures ainsi qu'un métamorphisme particuliers (difficiles à interpréter en terme de tectonique « classique » impliquant des mouvements tangentiels dominants) se sont développés au sein de domaines orogéniques impliquant des lithosphères juvéniles où des géothermes anormalement chauds peuvent être supposés . Ce travail s'intéressera ainsi particulièrement aux problématiques suivantes :

Pourquoi des lithosphères qui présentent des caractéristiques thermiques élevées (et donc une rhéologie molle) se déformeraient de façon atypique ?

Quel serait alors le mécanisme de déformation de telles lithosphères peu résistantes en compression ?

De plus, il semblerait que nombres de terrains d'âge protérozoïque (et notamment d'âge paléoprotérozoïque), impliquant des lithosphères juvéniles, présentent des caractéristiques archaïques comparables à celles observées au sein de domaines archéens. Ainsi, si la transition entre l'Archéen et le Protérozoïque représente une réelle période de modifications

thermiques et pétrologiques (*Richter, 1985-1988 ; Rey et al., 2003 et références incluses*), nous pouvons nous demander si cette période constitue également une vraie limite tectonique.

Dans ce travail, deux études de terrain ont été réalisées dans des domaines de même âge (paléoprotérozoïque) en Finlande mais correspondant à des types d'orogènes différents (*Windley, 1992*). La première étude concerne un orogène d'accrétion (Svécofennides de Finlande) où des lithosphères juvéniles sont impliquées et où le gradient géothermique associé semblait être plutôt chaud tandis que la seconde étude concerne une orogène de collision (Ceinture de Granulites de Laponie), où la composante de croissance crustale est plus faible et le gradient géothermique supposé plus froid. Les résultats de ces deux études sont comparés et discutés (*Partie 2*). De plus, des expériences analogiques ont été réalisées afin de tester le comportement mécanique de lithosphères « molles » soumises à un raccourcissement horizontal. Les résultats de cette modélisation sont présentés et discutés dans la *partie 3*. Enfin, les principaux résultats obtenus par les deux approches (étude de terrain et modélisation analogique) ainsi que les questions soulevées par ce travail sont discutés dans la *Partie 4*. Enfin des conclusions seront tirées, concernant le mode de déformation de lithosphères peu résistantes en compression, dans la *Partie 5*.

Partie 2

Etude structurale et métamorphique des domaines paléoprotérozoïques de Finlande



Ce chapitre est une contribution à la compréhension des mécanismes de déformation de la croûte paléoprotérozoïque en Finlande. Après une présentation du contexte géologique (Chapitre II.1), une étude structurale et pétrologique du domaine paléoprotérozoïque Svécofennien du Sud Finlande est présentée en détail (en partie sous la forme d'un article soumis : Cagnard et al., Precambrian Research) (Chapitre II.2). Puis, une seconde étude réalisée dans la ceinture des granulites de Laponie, moins exhaustive mais de même nature, est présentée (Chapitre II.3.). Enfin, un bilan des résultats de ces deux études sera tiré (Chapitre II.4.). Ces résultats permettent de mieux contraindre les mécanismes de déformation de croûtes continentales paléoprotérozoïques soumises à un raccourcissement horizontal et ce, dans des contextes géodynamiques différents (domaine d'accrétion d'arcs, Svécofennides et domaine de collision continentale, Laponie).

INTRODUCTION

La Finlande est constituée en grande partie de roches d'âge archéen et paléoprotérozoïque. Ces domaines précambriens sont constitués en majorité de métasédiments et de granitoïdes, et sont affectés par un métamorphisme de moyen à haut degré (HT-BP), atteignant localement le faciès granulite.

Malgré l'abondance de la végétation, et le faible relief existant en Finlande (ne permettant pas d'appréhender la géométrie des structures géologiques en 3D), les conditions d'affleurement sont satisfaisantes, surtout au bord des grands axes routiers. C'est pourquoi, nous avons pu faire une étude structurale et pétrologique de deux domaines différents : surtout le domaine Svécofennien du Sud Finlande, puis l'arc des granulites de Laponie. Ces deux domaines correspondent à des contextes géodynamiques différents puisque le domaine Svécofennien est interprété comme un domaine d'accrétion d'arc tandis que l'arc des granulites de Laponie correspondrait à un orogène de collision (*Windley, 1992*). Les résultats des deux études permettent de bien contraindre la géométrie des structures majeures qui se développent au sein des deux domaines soumis à un raccourcissement horizontal ainsi que de mieux appréhender la relation entre ces structures et le métamorphisme associé. Ceci permet de discuter les mécanismes d'épaississement et d'exhumation dans les deux domaines, et de réfléchir au mode de déformation, en contexte compressif, de lithosphères continentales de même âge mais présentant des caractéristiques intrinsèques différentes et soumises à un raccourcissement horizontal dans des contextes géodynamiques différents (collision continentale / accrétion d'arcs).

II. 1. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA FINLANDE

Les terrains d'âge précambrien du bouclier Baltique sont divisés en trois domaines principaux: l'Archéen, le domaine Svécofennien et le domaine « Scandinave du SW » (e.g. *Simonen, 1980 ; Gaal et Gorbatshev, 1987*). Ces trois domaines correspondent à trois épisodes orogéniques associés à des périodes majeures de formation de croûte continentale : l'orogénèse du Lapien (2.9-2.6 Ga), l'orogénèse Svécofennienne (2.0-1.75 Ga) et l'orogénèse Gothienne (1.75-1.5 Ga) (*Gaal et Gorbatshev, 1987*). La partie la plus occidentale de la région Baltique a été remobilisée pendant un épisode Sveconorvégien-Grenvillien mésoprotérozoïque (1.25-0.9 Ga) puis par l'orogénèse Calédonienne (0.6-0.4 Ga) (*Figure II.1.1*).

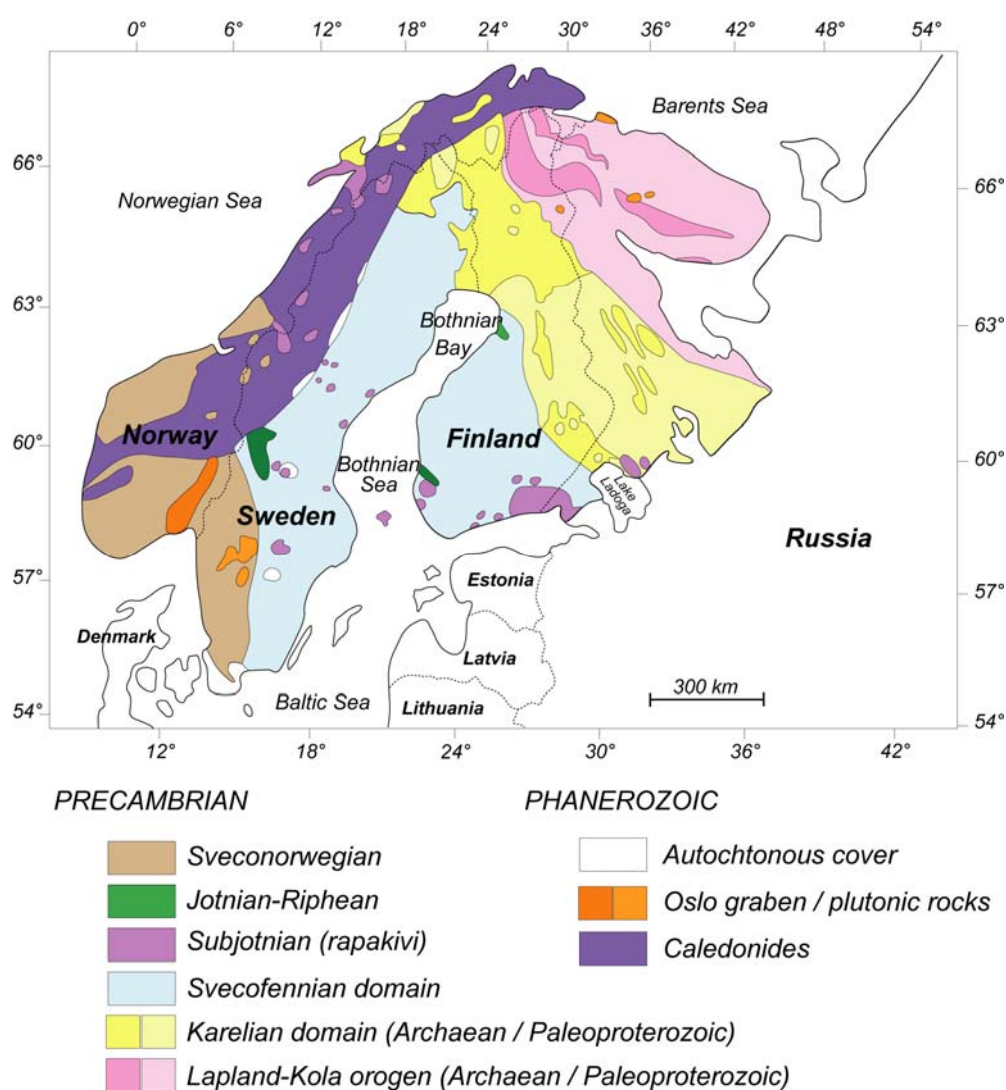


Figure II.1.1 : Carte géologique synthétique de la région Baltique
(Adaptée d'après Korsman et al, 1999).

▣ Géologie de la Finlande

Le Précambrien exposé en Finlande consiste surtout en un « noyau » archéen associé à des métasédiments et des métavolcanites d'âge Karélien (2.5-1.9 Ga), constituant le domaine « Karélien » auquel sont juxtaposées au NE et au SW deux orogènes paléoprotérozoïques distinctes : le domaine «Lapland- Kola», au NE, et le domaine «Svécofennien», au SW. (Figure II.1.2.). Si l'orogène Lapland-Kola correspond à une orogène de collision « rapide » (2.0-1.9 Ga), où il n'y a qu'une faible proportion de croûte produite (Balagansky *et al*, 1995), le domaine Svécofennien correspond lui, à un domaine d'accrétion d'arcs (Park, 1985 ; Gaal *et Gorbatshev*, 1987 ; Lahtinen, 1994 ; Windley, 1995, Nironen, 1997) construit pendant longtemps (2.0-1.75..1.55 Ga), pendant lequel une croissance crustale majeure existe (Figure II.1.2.).

Ainsi, l'orogène Svécofennienne est constituée d'au moins 3 complexes d'arcs insulaires (le PAC « Primitive Arc Complex », le CSAC « Central Svecofennian Arc Complex » et le SSAC « Southern Svecofennian Arc Complex », (Korsman *et al*, 1997) qui sont rentrés en collision les uns avec les autres et avec le craton archéen (e.g Lahtinen, 1994 ; Korsman *et al*, 1999 ; Rämö *et al*, 2001). Le PAC et le CSAC sont accrétés contre le craton archéen vers 1.91-1.89 Ga et le SSAC entre en collision avec les autres complexes d'arcs vers 1.89-1.88 Ga (Lahtinen, 1994 ; Korsman *et al*, 1999). (Figure II.1.2.).

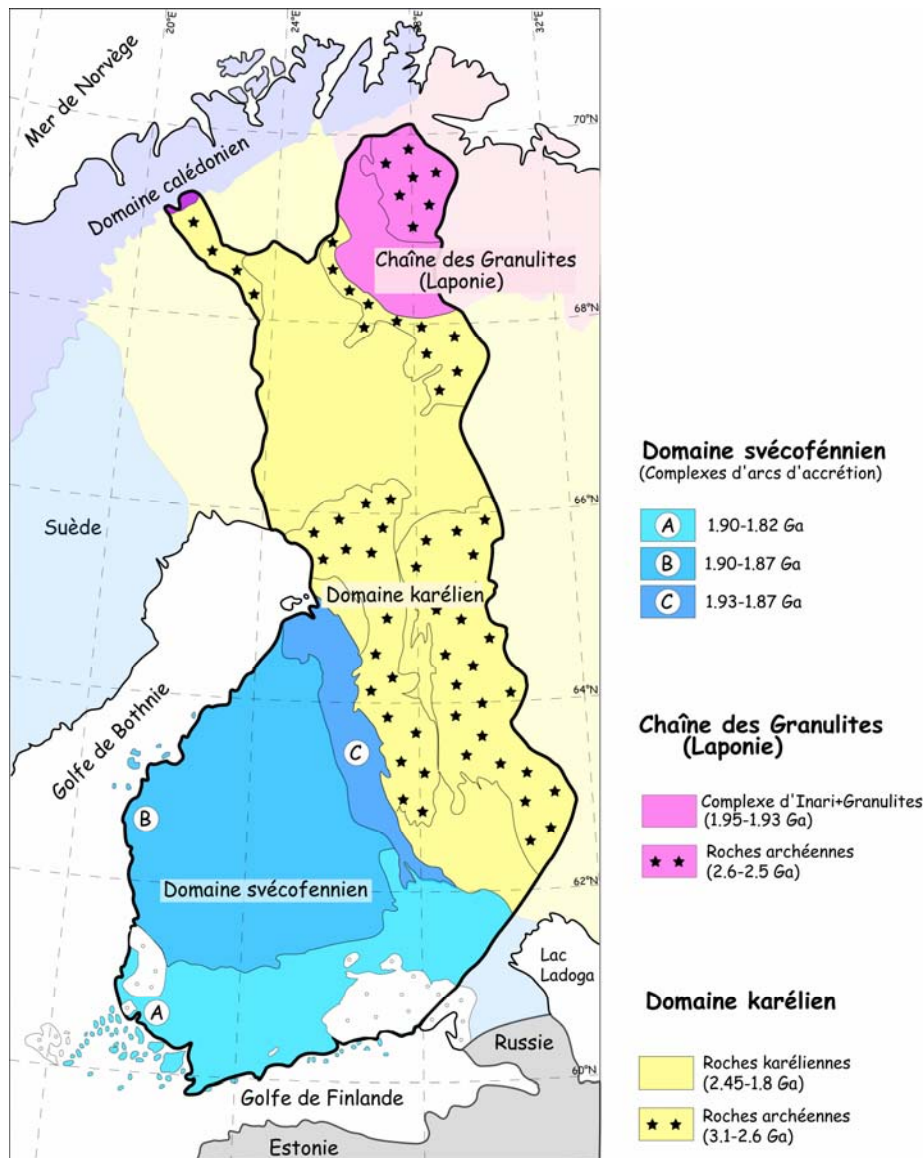


Figure II.1.2 : Carte simplifiée de la Finlande illustrant les différents domaines géologiques
A : PAC ; B : CSAC ; C : SSAC (Modifié d'après Korsman et al, 1997).

D'un point de vue lithologique, le socle archéen Finlandais consiste surtout en une juxtaposition de gneiss et granitoïdes avec des ceintures de roches vertes d'âge compris entre 3.1 et 2.6 Ga (Figure II.1.3). Des sédiments épicontinentaux (e.g quartzites et dolomites) ainsi que des roches volcaniques sont mis en place entre 2.45 et 1.90 Ga sur le socle archéen et constituent le domaine Karélien (Lahtinen, 1994). Le domaine Svécofennien consiste en des dépôts de shales et greywackes déposés dans un environnement marin ainsi que de roches volcaniques (Simonen, 1980). Ce domaine est ensuite intrudé par plusieurs générations de granitoïdes (depuis des granites appelés « syn-orogéniques » datés autour de 1.90-1.87 Ga jusqu'à des intrusions de granites Rapakivi datés autour de 1.60 Ga (Simonen, 1980) ; Figure II.1.3).

CARTE GÉOLOGIQUE DU SOCLE FINLANDAIS

1 : 10 000 000

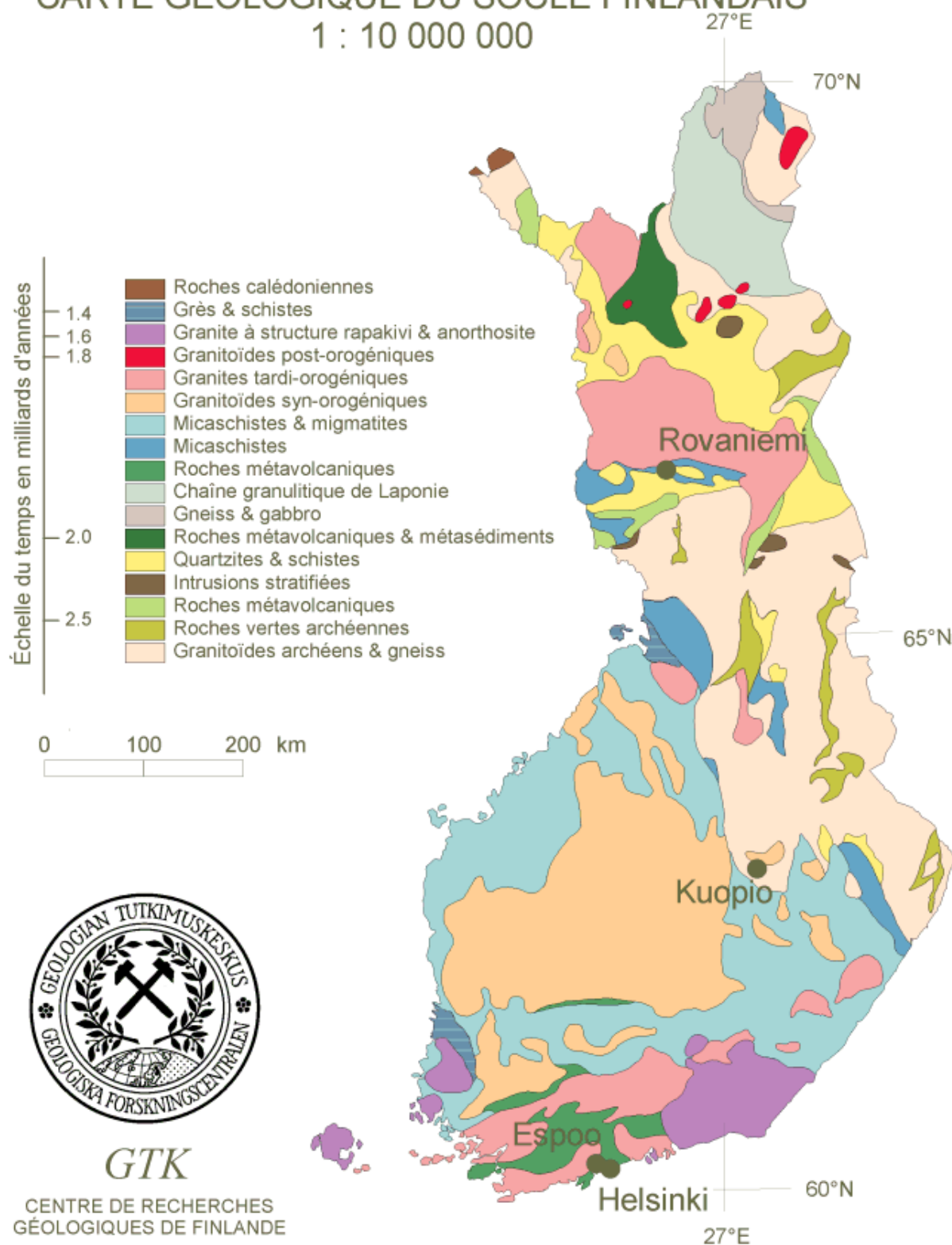


Figure II.1. 3. Carte géologique simplifiée du socle Finlandais (d'après le Bureau Géologique de Finlande)

▣ Histoire géologique de la Finlande

La croûte archéenne du champ Fennoscandien (2.8-2.6 Ga) comprend trois provinces : les provinces « Belomorian », « Kola », « Karelian » (*Gaal et Gorbatshev, 1987*). L'extension initiale de ces provinces se manifeste par la mise en place d'intrusions mafiques litées vers 2.5-2.4 Ga (*Alapieti, 1982 ; Bayanova, 1993*). Entre 2.3 et 2.1 Ga, la plupart de la province Karélienne est recouverte de sédiments de plateforme continentale (*Laajoki, 1991*). Les roches sédimentaires du domaine Karélien sont alors divisées en trois groupes en fonction de leur âge de dépôt : « Sumi-Sariolian » (roches sédimentaires clastiques immatures, en discordance sur le socle archéen) ; « Jatulian » (quartzites et sédiments carbonatés) ; « Kalevian » (roches sédimentaires psammitiques) (*Nironen, 1997*). Le stade principal de rifting s'initie vers 2.1-2.0 Ga et est caractérisé par la mise en place de filons tholéitiques sur toute la partie archéenne du champ Fennoscandien (*Huhma, 1986 ; Vuollo, 1994*). Parallèlement, la production de magmas felsiques est mineure durant ce stade d'extension continentale. Des quartzites, des « black schists » et des turbidites s'accumulent dans les bassins sédimentaires formés à ce stade (*Laajoki, 1991 ; Kontinen, 1992 ; Kohonen, 1995 ; Korsman et al, 1999*). Puis, des ophiolites d'âge compris entre 1.97 et 1.96 Ga ont été décrites : (1) ophiolites de Jormua (1.960 Ga, *Kontinen, 1987*) et (2) ophiolites d'Outokumpu (1.972 Ga, *Koistinen, 1981 ; Huhma, 1986 ; Vuollo, 1994*), ainsi que des filons tholéitiques (1.965 Ga, *Vuollo et al., 1992*) montrant la possible création de croûte océanique liée au rifting continental vers 1.96 Ga. Ensuite, deux orogènes se développent : l'orogène « Lapland-Kola » (au Nord) et l'orogène Svécofennienne (au Sud). L'orogène « Lapland-Kola » correspond à un système de nappes de roches supracrustales paléoprotérozoïques situées entre deux domaines continentaux composés de roches archéennes (le craton d'Inari et le craton du Sud Laponie). La déformation compressive et le métamorphisme, qui atteint le faciès granulite : $T < 850\text{ °C}$ et $P = 8\text{ kbars}$, ont culminé vers 1.95 Ga (*e.g. Barbey et Raith, 1990*) puis l'exhumation des granulites se fait progressivement autour de 1.90 Ga (*Barbey, 1986 ; Barbey et Raith, 1990*). L'orogène Svécofennien semble débiter un peu plus tard car les plus vieilles roches volcaniques et plutoniques des Svécofennides se mettent en place dans le PAC vers 1.93-1.92 Ga, (*Lahtinen, 1994*). Il s'agit de basaltes présentant des affinités de type « arc insulaire » ainsi que des andésites qui sont associés à une sédimentation peu volumineuse se mettant en place pendant l'initiation de la formation des bassins sédimentaires (*Lahtinen, 1994*). L'initiation de la collision entre le PAC (Primitive Arc Complex) et le craton archéen débute certainement avant 1.90 et a continué jusqu'à 1.89 Ga mais le manque d'indiscutables

intrusions liées à la collision empêche une estimation absolue de l'âge de la collision (*Lahtinen, 1994*). La présence de roches volcaniques et intrusives plus jeunes dans la même zone (1.890-1.865 Ga ; *Kousa et al., 1994*) permet un modèle alternatif : le PAC a pu rester intact jusqu'à son accrétion avec le CSAC (Central Svecofennian Arc Complex) puis les deux terrains auraient pu conjointement entrer en collision contre le craton archéen (*Väisänen, 2002*). Vers 1.89-1.88 Ga, le SSAC (South Svecofennian Arc Complex) entre en collision avec le CSAC et l'histoire collisionnelle dure au moins jusqu'à 1.80 Ga (*Lahtinen, 1994*). La fin de l'orogénèse Svécofennienne est marquée par l'intrusion de magmas anorogéniques de type Rapakivi entre 1.63 et 1.54 Ga (*Vaasjoki, 1977; Suominen, 1991 ; Vaasjoki et al, 1991*). Enfin, le dernier événement précambrien observé en Finlande correspond au dépôt de grès d'âge Jotnien au sein du graben de Statunka. Ces dépôts sont associés à une phase de rifting de la croûte Svécofennienne et sont recoupés par des filons de diabase Jotniens datés autour de 1.27 Ga (*Suominen, 1991*).

L'étude structurale et métamorphique des domaines paléoprotérozoïques de Finlande qui va suivre va être séparée en deux parties.

Tout d'abord, le mécanisme de déformation d'une croûte continentale juvénile en contexte compressif est abordé dans le *chapitre II.2*, à travers l'étude du domaine Sud Svécofennien, qui correspond à une orogène d'accrétion (*Windley, 1992*).

Puis, le mode de déformation d'une croûte continentale impliquant le recyclage de croûte préexistante soumise à un raccourcissement horizontal est détaillé à travers l'étude de la ceinture de granulites de Laponie, qui correspond à une orogène de collision (*Windley, 1992*) dans le *chapitre II.3*.

Les modes d'épaississement et d'exhumation des deux orogènes sont ensuite comparés et discutés dans le *chapitre II.4*.

II.2.

Le domaine Sud Svécofennien



II. 2. Tectonique collisionnelle impliquant de la croûte juvénile : exemple des Svécofennides de Finlande (Cagnard et al., Precambrian Research, sous presse)

Ce chapitre présente les résultats d'une étude structurale et pétrologique sur les Svécofennides de la partie Sud de la Finlande. Ces résultats permettent de proposer un nouveau modèle de formation et d'évolution du domaine orogénique, rendant compte des structures ainsi que du métamorphisme particuliers, rencontrés dans ce domaine. Le mode d'épaississement et d'exhumation d'une lithosphère peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal est également discuté. Ces résultats permettent ainsi d'illustrer les mécanismes de déformation d'une croûte juvénile (peu résistante) d'âge paléoproterozoïque, lors d'une collision craton - arc.

Collision tectonics involving juvenile crust: the example of the southern Finnish Svecofennides

Florence Cagnard^{a*}, Denis Gapais^a, Pierre Barbey^b

^aGéosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

^bCRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre les Nancy cedex, France

Corresponding author: Florence.Cagnard@univ-rennes1.fr

Article sous presse à Precambrian Research

Abstract

This paper presents a reappraisal of the main structural and metamorphic features of the Southern Svecofennian Arc Complex (southern Finland) and provides new data that allow us to reconsider its tectonic evolution. Results emphasize that (1) regional shortening was accommodated by distributed thickening with no clear evidence for large-scale thrusting, (2) syn-convergence lateral flow of ductile crust most probably competed with crustal thickening since early stages of deformation, (3) no evidence exists for thickening-driven extensional collapse associated with normal shear zones, the latest structures developed being compressive, (4) exhumation appears basically driven by distributed erosion that competed with crustal thickening. Observations are interpreted in terms of a peculiar mechanical behaviour of a hot and weak juvenile lithosphere undergoing compression.

Keywords: Collision tectonics, Juvenile crust, Paleoproterozoic, Svecofennides, Finland

1. Introduction

The Finnish Svecofennides are considered as a typical arc-accretionary orogen (*Windley, 1995*) marked by a series of arcs successively accreted against an Archaean craton located to the NE (*Figure II.2.1*). Indeed, the area basically consists of rocks of island-arc affinity, involving large amounts of juvenile material, including extensive mantle-derived magmatism together with sedimentary and volcanic deposits of arc affinity (see reviews in *Gaal and Gorbatshev, 1987; Lahtinen, 1994; Nironen, 1997; Korsman et al., 1999*). From north to south, at least three main arc complexes are distinguished (*Korsman et al., 1997*): the Primitive Arc Complex, the Central Svecofennian Arc Complex, and the Southern Svecofennian Arc Complex (SSAC) (*Figure II.2.1*).

The present paper focuses on the SSAC that collided against the northern complexes (*Lahtinen, 1994; Korsman et al., 1999*). According to most authors, the tectonic history of this domain started around 1.89 Ga, late orogenic events being associated with granitic intrusions dated at 1.77-1.81 Ga (see *Vaasjoki, 1996 and refs. therein*). This area is characterized by regional high T/low P metamorphic conditions, with extensive partial melting and granitic intrusions attributed to combined crustal thickening and underplating of mafic magmas (*Van Duin, 1992; Van Duin and Nieman, 1993*). Field observations, magmatic and metamorphic features observed throughout the SSAC point to high geotherms (estimated at $\sim 50^{\circ}\text{C}/\text{km}$), and thus to a rather hot lithosphere during convergence and collision. In this paper, we reappraise the structural and metamorphic characteristics of this arc complex of southern Finland. Results allow us to discuss associated peculiar deformation processes that may be typical of collision tectonics involving a rather hot and weak lithosphere.

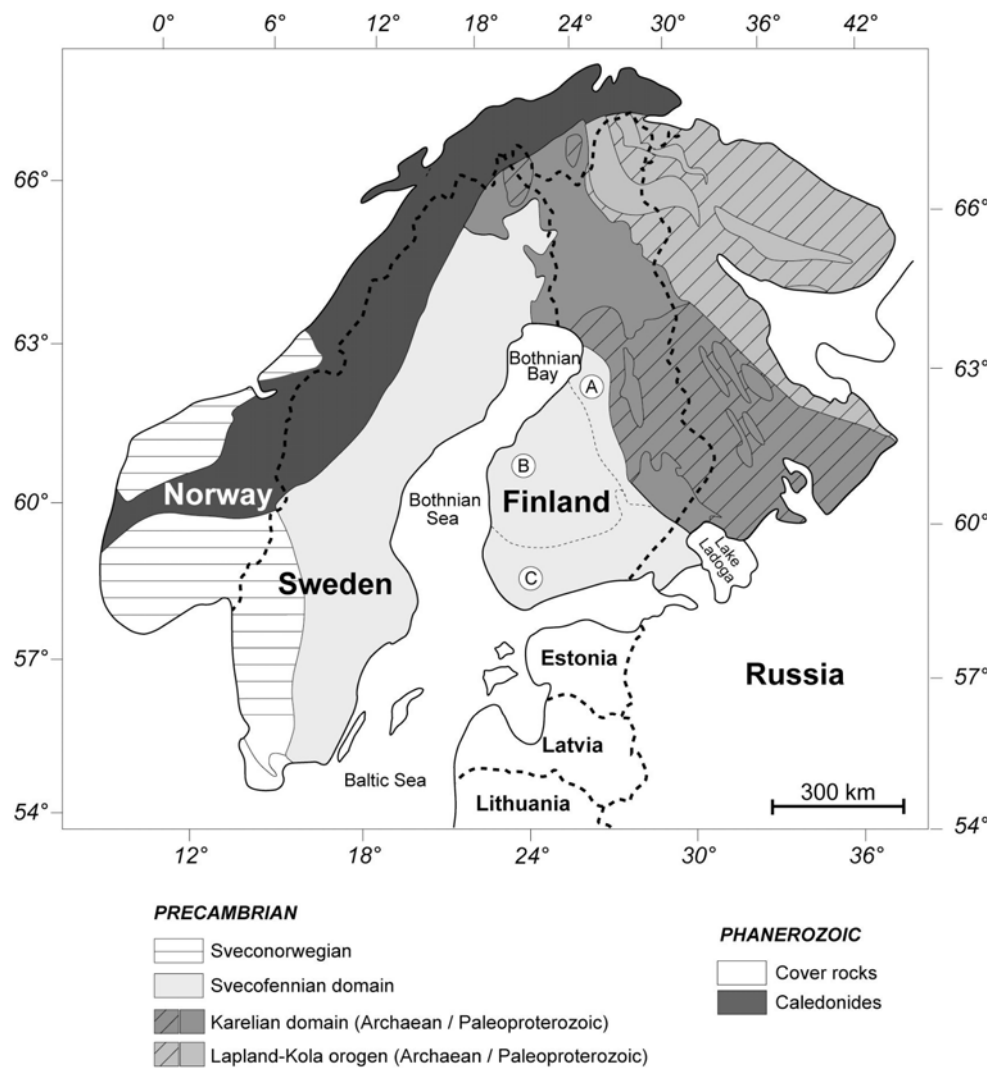


Figure II.2.1: Location of the Svecofennides in the Baltic shield (modified after Korsman et al., 1999). A: Primitive Arc Complex; B: Central Svecofennian Arc Complex; C: Southern Svecofennian Arc Complex (after Korsman et al., 1997).

2. Geological setting

At the map scale (Figure II.2.2), the SSAC is mainly composed of amphibolite- to granulite-facies metamorphic rocks and of granites dated at 1.81-1.84 Ga (Huhma, 1986; Suominen, 1991; Vaasjoki, 1996; Mouri et al., 2005). Protoliths of metamorphic rocks mainly consist of greywakes and pelites of turbiditic affinity, and of calc-alkaline basaltic to rhyolitic volcanic rocks (e.g. Hietanen, 1947; Simonen, 1980; Gaal, 1982; Van Duin, 1992). The depositional environment is attributed to a mature volcanic arc or back-arc (Van Duin, 1992). The age of metasediments is poorly constrained, but detrital zircons have provided ages around 1.9-2.0 Ga (Huhma et al., 1991). Consistently, several geochronological data bracket the age of

volcanics around 1.88 - 1.90 Ga (e.g. *Patchett and Kouvo, 1986; Huhma et al., 1991; Reinikainen, 2001; Väisänen and Manttari, 2002; Ehlers et al., 2004*). The major metamorphic event that produced the granulites is estimated to be 1.81-1.84 in age (e.g. *Korsman et al., 1984; Väisänen et al., 2002; Mouri et al., 2005*). However, a poorly constrained earlier amphibolite-facies event has been reported at 1.87-1.90 Ga by *Hopgood et al. (1983) and Väisänen and Hölttä (1999)*. This age range is comparable to that of the metavolcanites, which makes its interpretation in terms of a collisional tectonic event not straightforward.

Supracrustal rocks are intruded by four main generations of magmatic rocks (*Sederholm, 1934*). A first main pulse of gabbros, tonalites, trondhjemites and granodiorites underlines a major event of crustal growth at 1.87-1.89 Ga (*Huhma, 1986; Patchett and Kouvo, 1986; Lahtinen, 1994*). A second major magmatic event consists of S-type granites (often Grt±Cd bearing) that make a large part of the outcrops throughout the SSAC (*Figure II.2.2*) (*Ehlers et al., 1993*). They are associated with crustal melting and regional HT-LP metamorphism dated at 1.81-1.84 Ga (e.g. *Suominen, 1991; Ehlers et al., 1993; Vaasjoki, 1996 and refs. therein; Mouri et al., 2005*). A third group, referred to as post-orogenic, consists of a bimodal suite dated at 1.77-1.81 Ga (*Hubbart and Branigan, 1987; Lindberg and Eklund, 1988; Eklund et al., 1998; Väisänen et al., 2000; Eklund and Shebanov, 2005*). Latest intrusions mainly consist of rapakivi granite plutons (*Figure II.2.2*) dated at 1.54-1.63 Ga (*Vaasjoki, 1977; Suominen, 1991; Vaasjoki et al., 1991*). Latest Precambrian events in the area correspond to the deposition of sandstones (Satakunta graben) cut by diabase dykes dated at 1.27 Ga (*Suominen, 1991*).

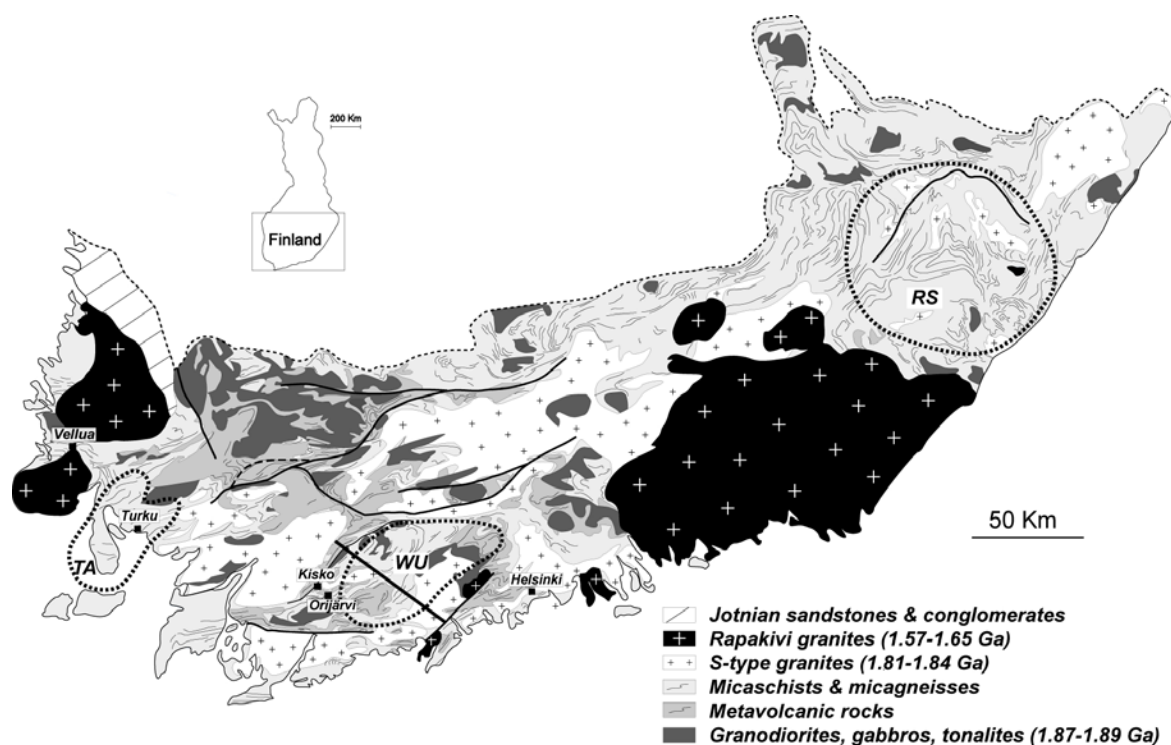


Figure II.2.2: Simplified geological map of the Southern Svecofennian Arc Complex (modified after Korsman et al., 1997). TA, WU and RS are Turku, West Uusimaa and Rantasalmi-Sulkava areas, respectively. Thin black trajectories underline overall traces of metamorphic layering (leucosomes and metamorphic foliations); thick black lines mark major vertical deformation zones. General sketch cross-section of Fig. 3c is located east of Kisko town-ship.

3. Regional-scale structures

At the map-scale (Figure II.2.2), traces of metamorphic layering and foliation define locally complex patterns underlying large-scale folds (e.g. Schreurs and Westra, 1986; Veenhof and Stel, 1991; Ehlers et al., 1993; Lindroos et al., 1996; Väisänen and Hölttä, 1999). Locally, folds tend to define dome and basin structures (Edelman, 1960; Selonen et al., 1996; Väisänen, 2002) (Figure II.2.3a-b-c). Domes appear rather rich in granitoids, whereas basins are dominantly made of supracrustals, a feature well documented in many Precambrian orogeneses since the pioneer work of Osborne (1936) (Figure II.2.3c). Foliation and lineation data have been examined in order to extract general tendencies that might have some regional-scale significance independently of the frequent complex patterns that may occur at local scale (e.g. Hopgood et al., 1983; Hopgood, 1984). To do this, we first collected a number of foliation and lineation data in the field. Their good consistency with numerous data published on geological maps further validates the combined use of the two data sets. At regional-scale, foliations underline an overall NE-SW trend (Figures II.2.2 and II.2.3), which is well expressed by a compilation of field measurements (Figure II.2.4). Stereograms further

outline that foliations are dominantly steeply dipping. Associated stretching and mineral lineations are generally steeply plunging, but show significant scatter along NE-SW to E-W trends (*Figure II.2.5*).

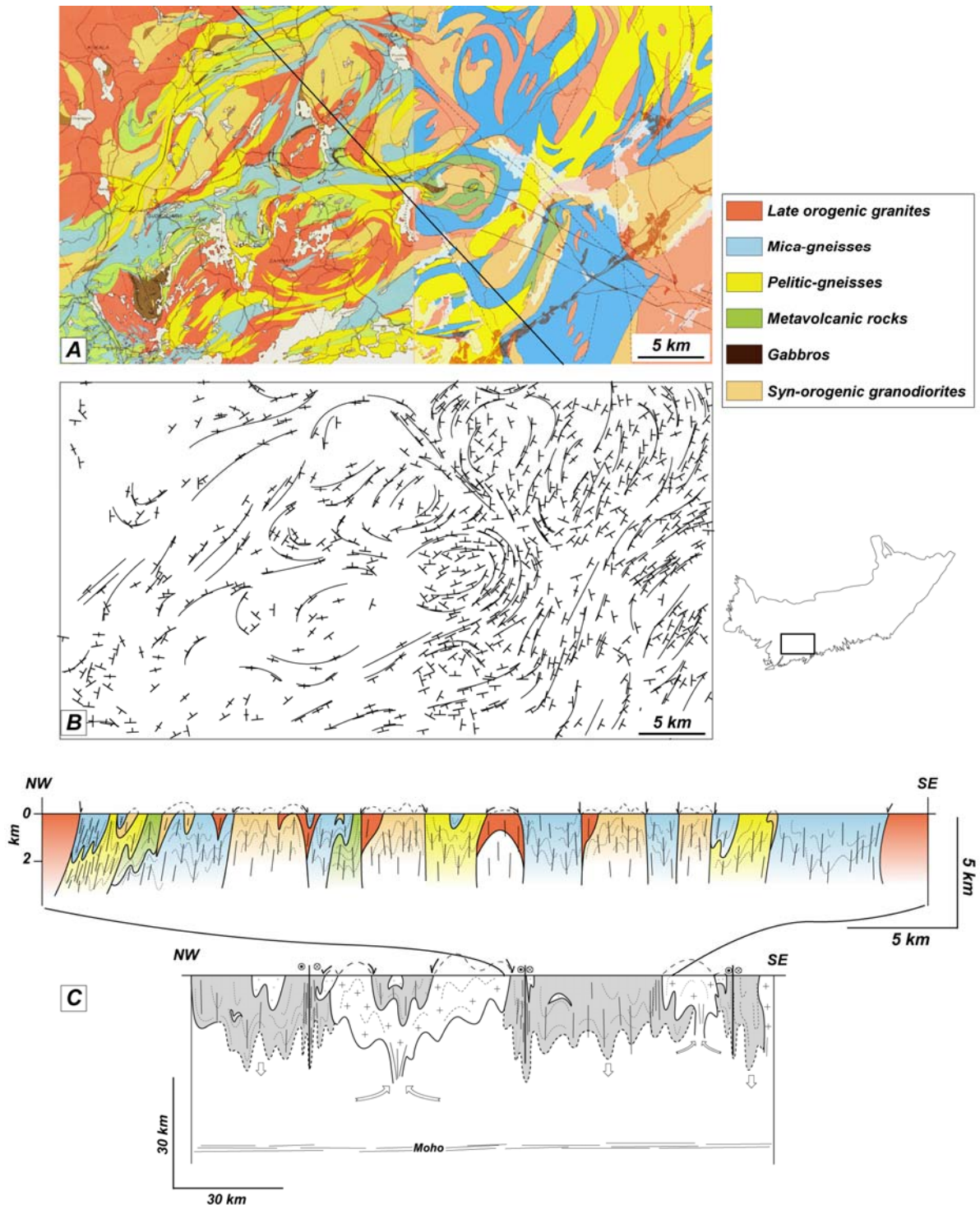


Figure II.2.3: (a) Example of geological maps showing regional lithologies that underline dome and basin geometries. (b) Local foliation data and interpreted foliation trajectories. Geology and foliation data are from 1/100 000 maps (2023, left-hand side map; 2041, right-hand side map) (from the Geological Survey of Finland). (c) Cross-section located on (a), and replaced within a larger scale interpreted section (located in Fig. 2); grey, supracrustal-rich areas; crosses, granite-dominated areas.

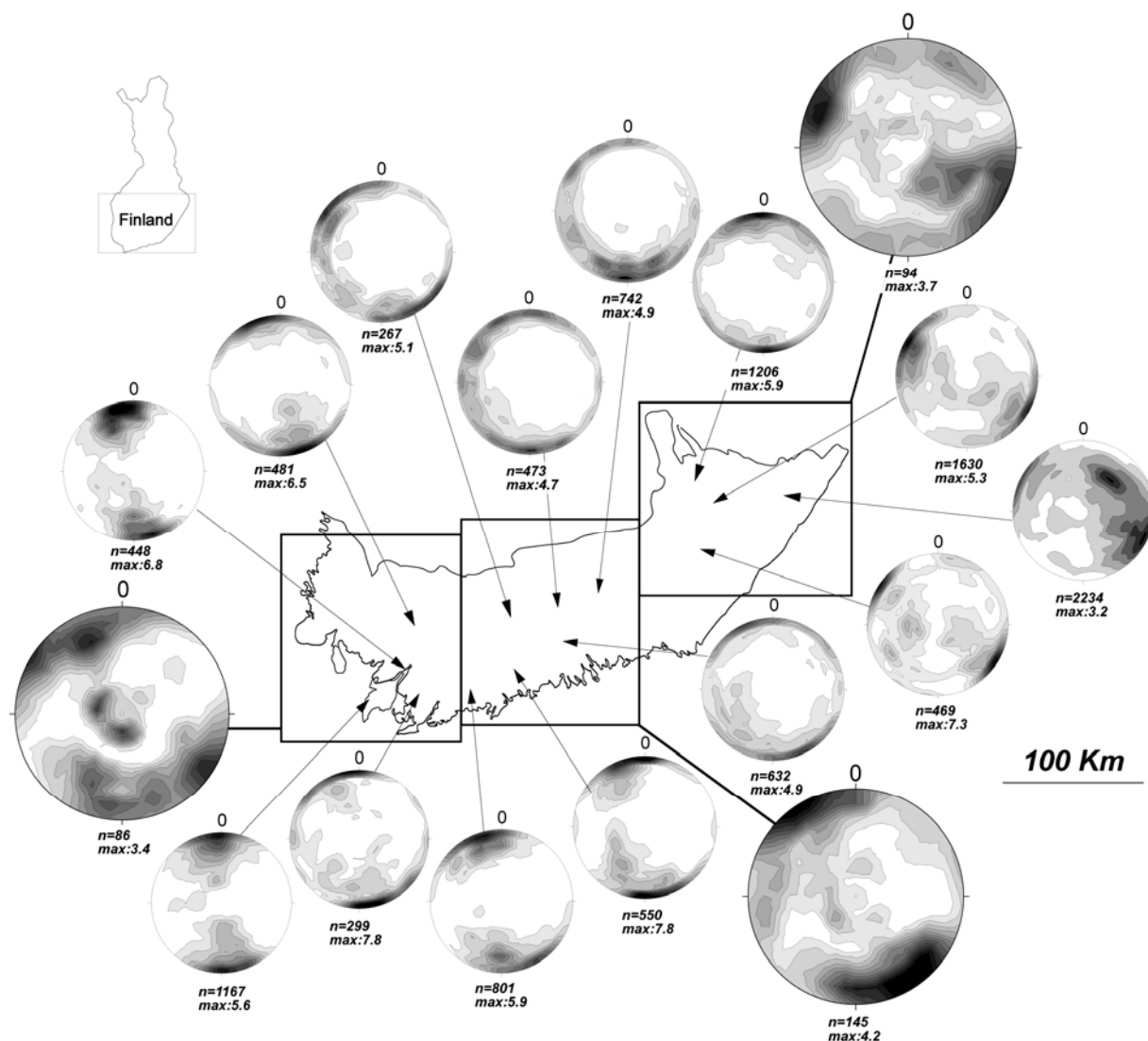


Figure II.2.4: Stereograms (equal area, lower hemisphere) showing density contours of poles to foliations. Small stereograms: data compiled from 1/100 000 geological maps of Finland (2012, 2021, 2023, 2024, 2032, 2042, 2133, 3022, 3111, 3112, 3132, 3144, 3233, 4122-4124) (from the Geological Survey of Finland); large stereograms: own measurements.

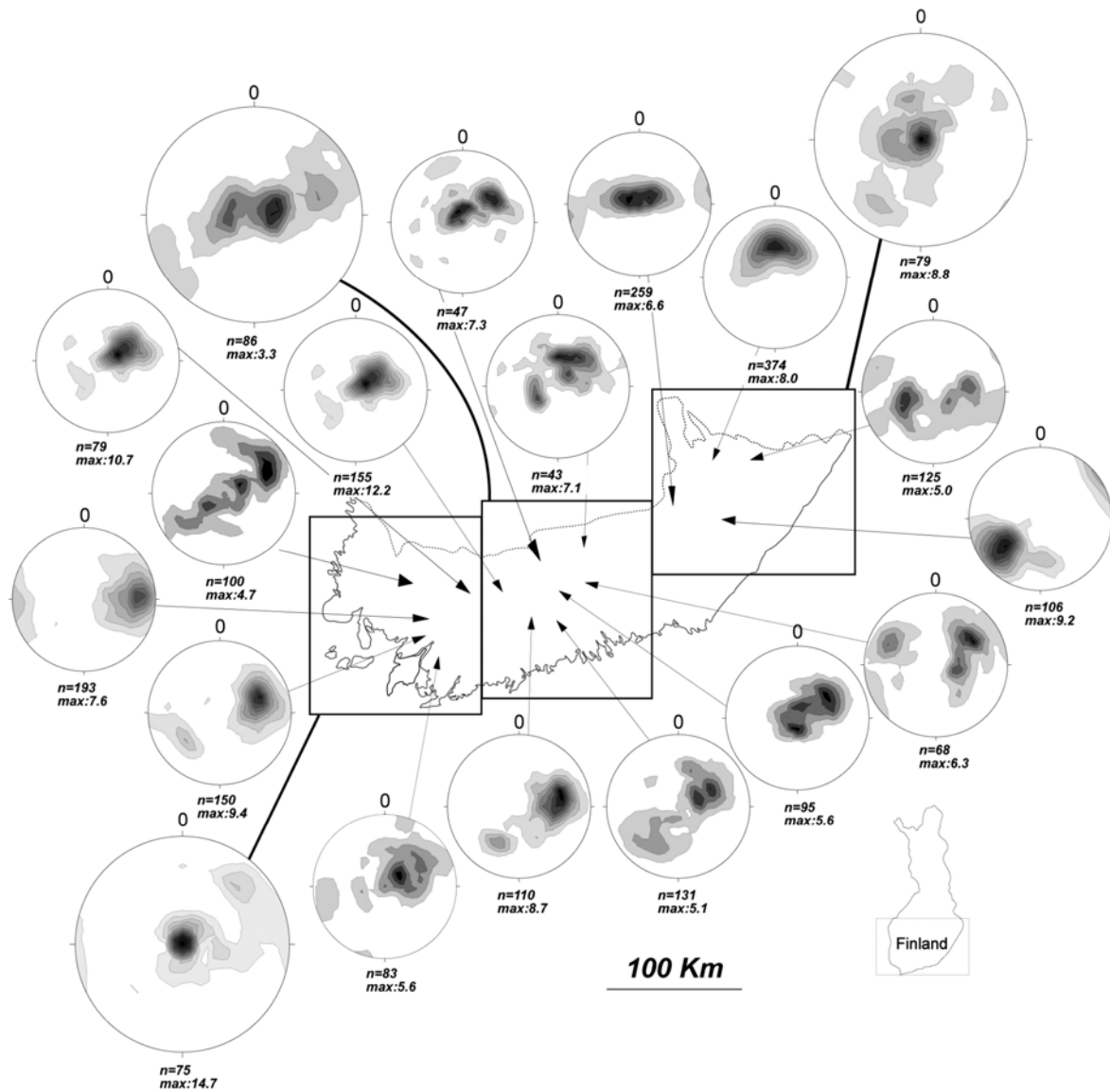


Figure II.2.5: Stereograms (equal area, lower hemisphere) showing density contours of lineations. Small stereograms: data compiled from 1/100 000 geological maps of Finland (2012, 2021, 2022, 2023, 2024, 2041, 2042, 2043, 2044, 2134, 3112, 3123, 3132, 3142, 3223, 4122-4124) (from the Geological Survey of Finland); large stereograms: own measurements.

3.1. Folded foliations

Well-preserved flat-lying foliations occur dominantly within hinge zones of large-scale folds. They generally consist of a migmatitic banding (Figures II.2.6a.b), showing local evidence of dehydration-melting reactions such as garnet-bearing leucosomes (Figure II.2.6b). Granitic dykes and veins concordant with the foliation are common (Figure II.2.6a) and laccolith-type granitic intrusions are locally observed (Figure II.2.6c). Foliations generally bear mineral lineations that trend dominantly NE-SW to EW (Figures II.2.5-6d), parallel to fold axes

(Selonen *et al.*, 1996). NE-SW to EW sub-horizontal stretch may be locally underlined by injections of granitic dykes at high angle to the foliation (*Figure II.2.6a*). Shear criteria associated with flat-lying fabrics are generally uncommon, and the occurrence of a dominant sense of shear cannot be documented.

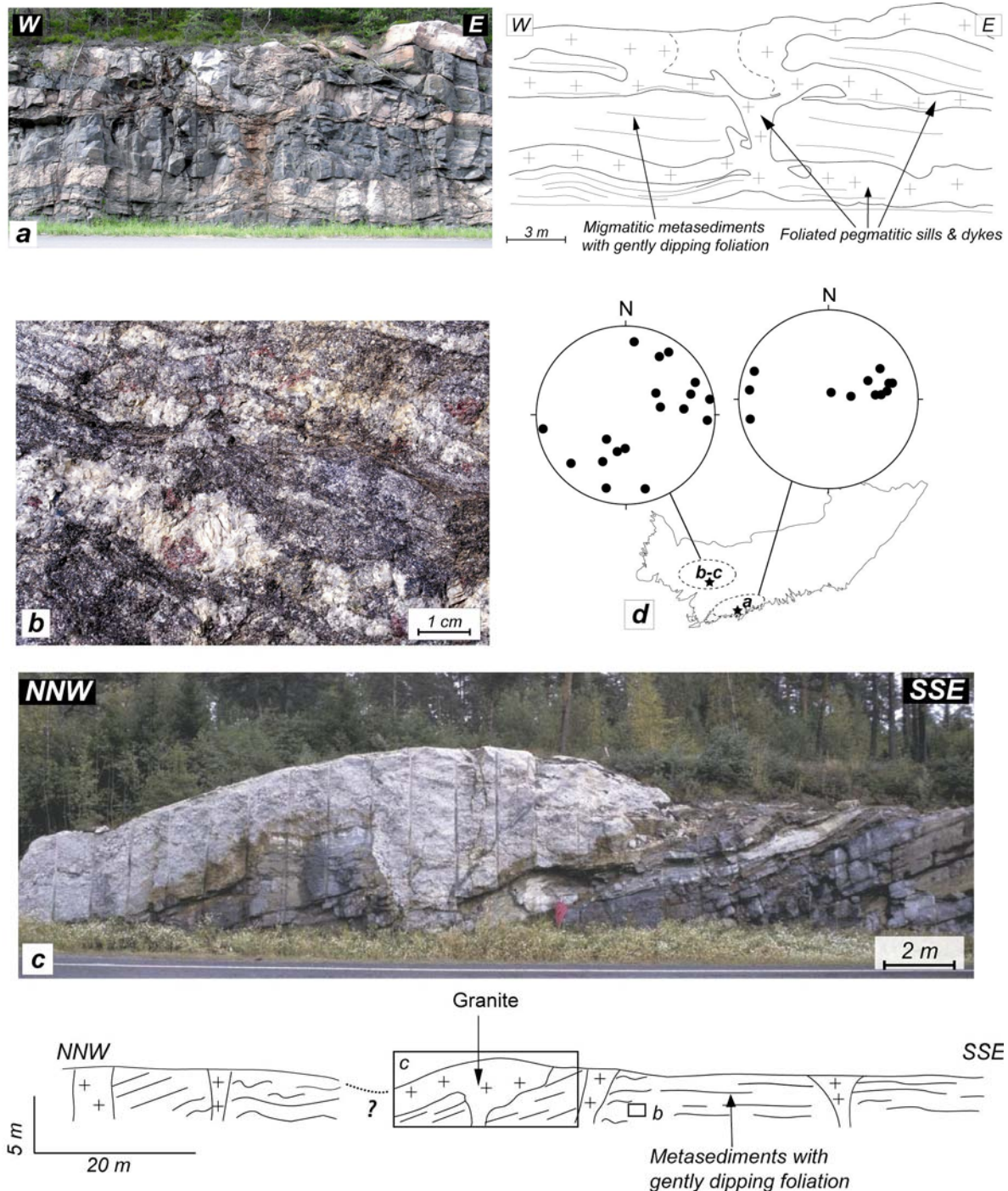


Figure II.2.6: Aspects of domains of flat-lying foliations at outcrop-scale. (a) example of flat migmatitic foliations (N 60°05 932; E 24°19 731). (b) Detail of foliation marked by garnet-bearing leucosomes (N 60°27 005; E 23°01 874). (c) Laccolith-shaped granitic intrusion within flat-lying foliation (N 60°27 005; E 23°01 874). (d) Location of a, b, c, and related attitude of stretching lineations.

3.2. Vertical deformation zones

Flat-lying foliations are variably reworked by steeply dipping fabrics associated with regional-scale folding (*Figures II.2.2, II.2.3 and II.2.4*). This results in fold-hinge domains of well-preserved flat-lying foliations (*Figures II.2.6*) alternating with steeply dipping mylonitic deformation zones (*Ehlers et al., 1993; Lonka et al., 1998*) (*Figures II.2.2, II.2.3 and II.2.7a*). At regional-scale major deformation zones are arranged in a conjugate set of WNW to NW and ENE to NE striking zones with dextral (*Ehlers et al., 1993*) and sinistral (*Lonka et al., 1998*) strike-slip components, respectively (see *Figure II.2.2*). Vertical foliations bear steeply plunging stretching lineations (*Figures II.2.5 and II.2.7b.c*) (*Lonka et al., 1998; Väisänen and Hölttä, 1999; Väisänen, 2002*). This indicates that components of vertical motions should be more important than horizontal ones, which is consistent with the geological map that does not show evidence of important horizontal offsets along major deformation zones (*Figures II.2.2 and II.2.3*). Vertical stretch is often rather strong and accompanied by extensive boudinage of numerous concordant leucosomes and granitic dykes (*Figure II.2.7a*). As for domains of flat-lying fabrics, vertical lineations are not associated with clear shear sense indicators, suggesting that components of coaxial horizontal shortening are important (*Väisänen and Hölttä, 1999*). Foliations and lineations are defined by syn-kinematic mineral assemblages mainly associated with amphibolite- to granulite-facies peak thermal conditions (*Figure II.2.7d*).

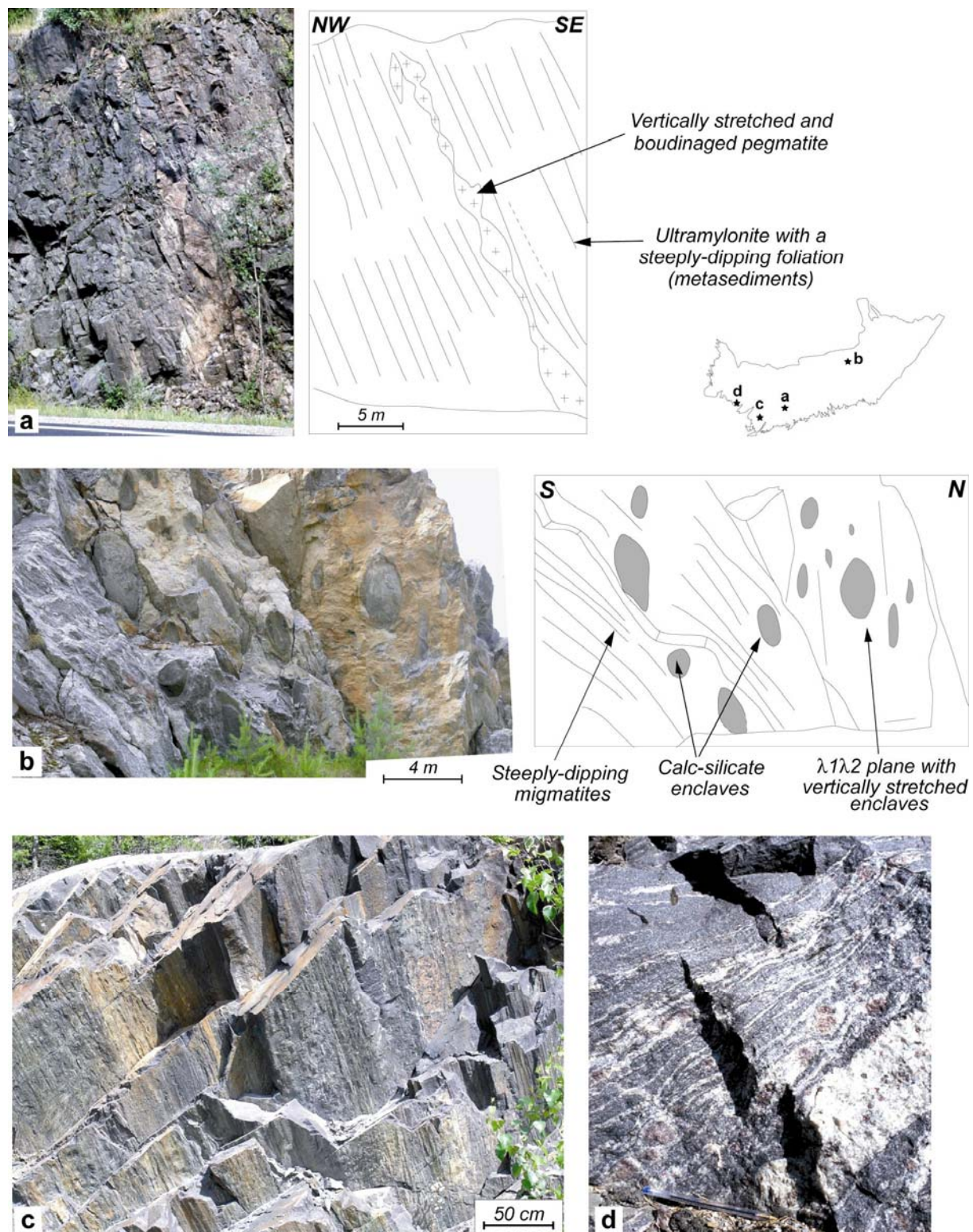


Figure II.2.7: Aspects of domains of steeply dipping foliations at outcrop-scale. (a) Boudinaged pegmatite dyke within steeply dipping amphibolite-facies mylonites (N 60°15 606; E 23°28 153). (b) Vertically elongated calc-silicate enclaves within migmatites (N 61°19 861; E 26°09 568). (c) Example of down-dip stretching lineation within mylonites (N 60°07 576; E 22°59 590). (d) Detail of sub-vertical foliation marked by garnet-bearing leucosomes (N 60°27 694; E 22°10 511).

Throughout the area, flat-lying fabrics appear geometrically early with respect to vertical foliations. At outcrop-scale, sub-vertical deformation zones are best developed along fold limbs (*Figure II.2.8*). Vertical deformation bands cutting across sub-horizontal fabrics are also observed.

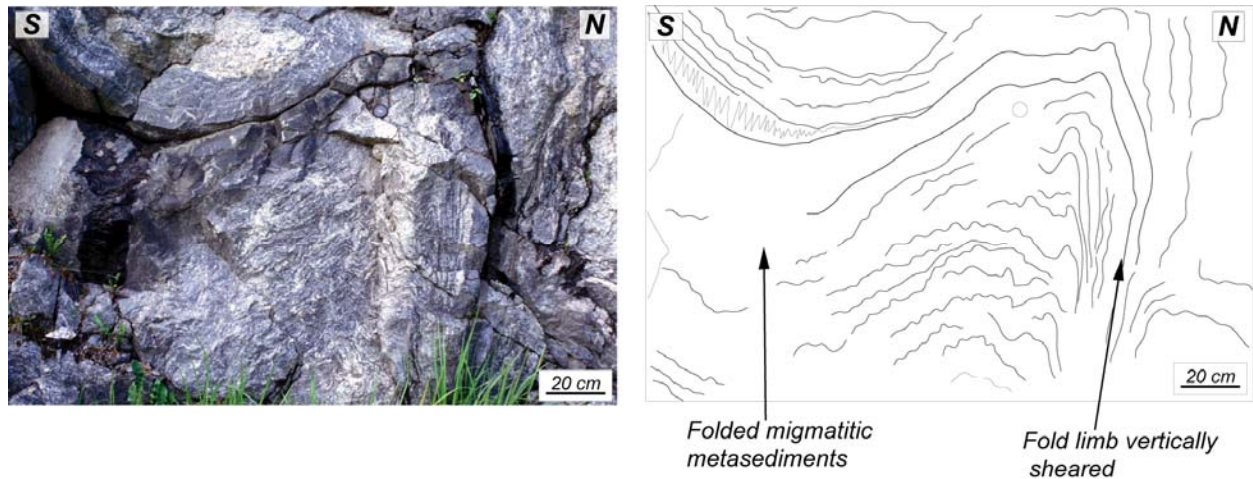


Figure II.2.8: Example of transposed flat-lying foliation within a sub-vertical deformation zone (N 60°31 287; E 22°08 629).

3.3. Relationships between granitic intrusions and deformation

On most outcrops, geometrical relationships between the numerous granitic intrusions and the metamorphic foliations indicates that crust-derived granitic bodies are syn-kinematic (*Ehlers et al., 1993*). In flat-fabric areas, this is underlined by barely foliated laccolithic bodies and dykes parallel to the foliation (*Figure II.2.6a.c*). At the map scale, granitic intrusions may be associated with foliation triple points (*Figure II.2.9*). Because of the regionally high thermal conditions, an interpretation of triple points as being related to a strong viscosity contrast between early resistant granites and weak country-rocks is unlikely. Interference between granite ballooning and regional shortening is much more probable (e.g. *Brun and Pons, 1981*). On the other hand, large granitic bodies show poorly expressed internal fabrics and are reported as late orogenic in the literature (see discussion in *Nironen, 1997*). However, ages available for S-type intrusions and leucosomes of migmatites are both around 1.81-1.84 Ga (e.g. *Suominen, 1991; Ehlers et al., 1993; Vaasjoki, 1996 and refs. therein; Mouri et al., 2005*).

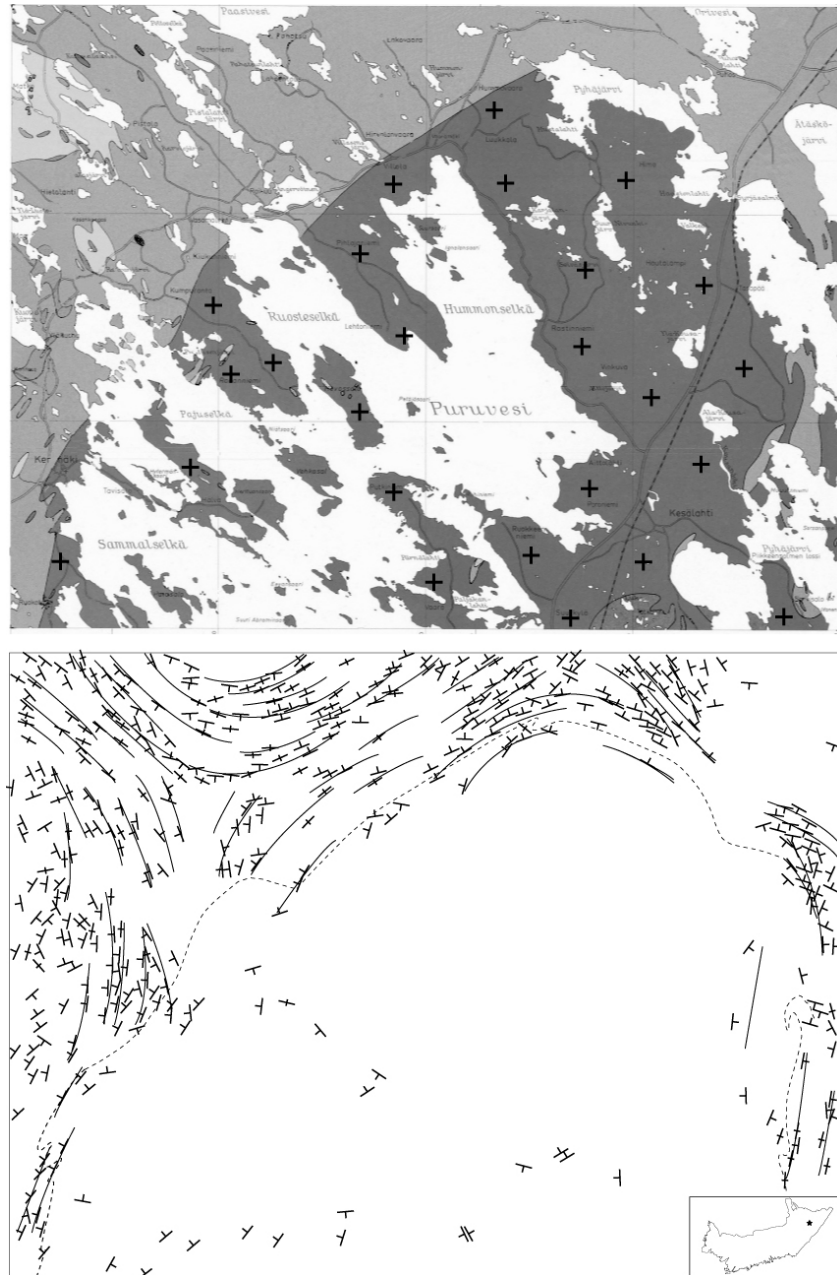


Figure II.2.9: (a) Example of S-type granitic intrusion (dark grey) within metasediments (light grey). (b) Associated foliation data and interpreted foliation trajectories. Geology and foliation data are from 1/100 000 map (4213) (from the Geological Survey of Finland).

4. Metamorphism

In overall, peak P-T conditions are rather uniform throughout the region. PT conditions have been estimated in three areas (Figure II.2.10): Turku (Hölttä, 1986; Van Duin and Nieman, 1993; Väisänen and Hölttä, 1999; Johannes *et al.*, 2003), West Uusimaa (Schreurs, 1985; Schreurs and Westra, 1985-1986; Bloom, 1988; Touret and Hartel, 1990), and Rantasalmi-Sulkava (Korsman *et al.*, 1984) (Figure II.2.2). All authors agree on the paragenetic

succession, but differ slightly in their P-T estimates. We summarize here their main results and present some new data from the Kisko area (*Figure II.2.10*).

Parageneses occurring in the highest-grade domains may be gathered into three main stages. The prograde stage is characterized by $\text{Sil+Bt+Qtz}\pm\text{Pl}$ assemblages preserved as inclusions in both garnet and cordierite. Peak conditions are in the field of migmatites, with Grt+Crd+Sil+Kfs assemblages. Garnet and cordierite occur commonly as porphyroblasts in leucosomes. The retrograde stage is marked by the transformation of garnet and cordierite into $\text{Bt+Crd+Qtz}\pm\text{Kfs}$, $\text{Bt+Sil+Qtz}\pm\text{Kfs}$ and $\text{And+Bt+Qtz}(\pm\text{St})$ assemblages. Kyanite has never been observed in the SSAC (e. g. *Hölttä, 1986*). These features led the authors to envision several reactions reflecting an overall "clockwise" P-T-time path (*Figure II.2.10a-b*).

4.1 Prograde assemblages

Parageneses in the lowest grade rocks of the Turku area are Bt+Pl+Kfs+Qtz , and $\text{Ms+Bt+Sil+Kfs+Pl+Qtz}\pm\text{Crd}$ in aluminous migmatitic layers (*Väisänen and Hölttä, 1999*). To the southeast, in the Kisko area, parageneses in low-grade metasediments consist of Bt+Pl+Qtz and Ms+Bt+Pl+Qtz and outline the schistosity (*Figure II.2.11a*). These assemblages are overprinted by large porphyroblasts of cordierite containing biotite and locally euhedral garnet crystals (*Figure II.2.11a*), which suggests the possible reaction $\text{Ms+Chl+Qtz} = \text{Crd+Bt+V}$. In the lowest grade rocks of southeast Finland (Rantasalmi area), *Korsman et al. (1984)* report And-St associations that disappear close to the And-Sil transition. The Kfs-Sil isograd is also close to this phase transition.

The lack of kyanite and the nature of inclusions within garnet and cordierite in the high-grade domains, together with the phase assemblages in the lower-grade metasedimentary sequences show that the prograde paths lie within the andalusite or sillimanite field. Fluid inclusions data obtained from the West Uusimaa Complex (*Schreurs, 1985*), and paragenetic considerations in the Turku migmatites (*Van Duin and Nieman, 1993; Johannes et al., 2003*) suggest that the high temperature part of the prograde evolution (amphibolite-granulite transition) corresponds to sub-isobaric heating (*Figure II.2.10a.b*). Textural relationships show that most garnet and cordierite grew from four possible reactions: $\text{Bt+Sil+Qtz(+Plag)} = \text{Crd+Kfs+Liq}$, $\text{Bt+Sil+Qtz}\pm\text{Kfs} = \text{Grt+Liq}$, $\text{Bt+Sil+Qtz}(\pm\text{Kfs}) = \text{Grt+Crd+Liq}$, and $\text{Pl+Qtz+Bt+Sil} = \text{Grt+Liq}$.

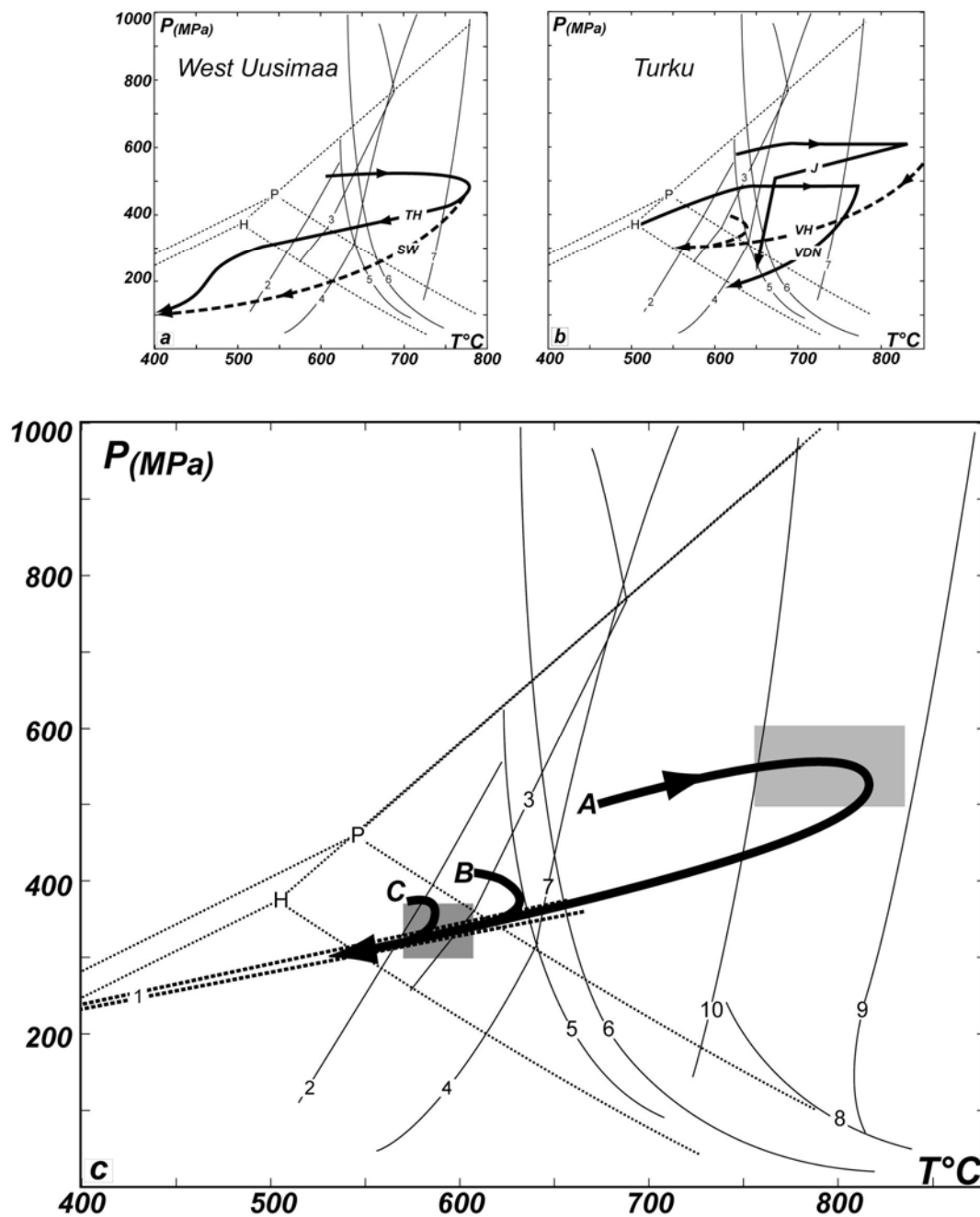


Figure II.2.10: P-T diagrams from the SSAC. (a) Paths for the West Uusimaa Complex drawn from Touret and Hartel (1990) (HT) and Schreurs (1985) and Schreurs and Westra (1986) (SW). (b) Paths for the Turku area drawn from Johannes et al. (2003) (J), Väisänen and Hölttä (1999) (VH) and Van Duin and Nieman (1993) (VDN). (c) Proposed P-T path for the SSAC: A: high-grade domains (after Van Duin and Nieman, 1993; Johannes et al., 2003); B: lowest grade domain of the Turku area (Väisänen and Hölttä, 1999); and C: lowest grade rocks from the Kisko area (this study). Grey boxes indicate estimates of peak conditions. H, P: Al-silicate curves and triple points from Holdaway (1971) and Pattison (1992), respectively; 1: isochores for primary carbonic fluid inclusions in andalusite (Touret and Hartel, 1990); 2 and 3: $Ms + Chl + Qtz = Crd + Bt + V$ and $St = Bt + Als + Grt$ from Pattison et al. (2002); 4: $Ms + Pl + Qtz = Bt + Als + Kfs + V$ from Thompson (1982); 5, 6, 7 and 8: water-saturated metapelite solidus, water-saturated haplogranite solidus, $Ms + Pl + Qtz = Liq$, $Qtz + Sa + V = Liq$ and $Phl + Qtz = Opx + Kfs + Liq$ from Johannes and Holtz (1996); 9: upper stability curve of $Phl + Qtz$ from Vielzeuf and Clemens (1992); 10: $Bt + Als + Pl + Qtz = Grt + Kfs + Liq$ from Le Breton and Thompson (1988).

4.2 Peak conditions

Although P-T estimates of peak conditions in the granulite-facies domains vary from one author to the other (*Figure II.2.10a.b*), pressures can be estimated roughly at 500-600 MPa for temperatures around 800°C. P-T conditions in amphibolite-facies domain are estimated at 550–650°C and 300-500 MPa in the Orijärvi area (*Schreurs and Westra, 1986*), around 650°C and 300-500 MPa in the Vellua gneisses (*Väisänen and Hölttä, 1999*), and at 650–680°C and 480 ± 50 MPa in the Turku area (*Van Duin and Nieman, 1993*). From the stability of Ms+Bt+Crd assemblages in the Kisko metasediments, we infer P-T conditions of ca. 550–600°C and 300 MPa according to the petrogenetic grid of *Pattison et al. (2002)*. This is consistent with the synchronous disappearance of staurolite and andalusite in the lowest grade rocks of Rantasalmi, indicating P-T conditions of ca. 600°C and 300-500 MPa (*Korsman et al., 1984*).

4.3. Retrograde assemblages

The retrograde evolution ranges from isobaric cooling to decompression + cooling, depending on the authors (*Figure II.2.10a.b*). Nevertheless, several important observations may further constrain the retrograde evolution with some confidence. In eastern Finland, *Korsman et al. (1984)* report the common occurrence of staurolite-, andalusite- and biotite-rimmed cordierite. In the Turku area, there is clear evidence of growth of cordierite at the expense of garnet, and of biotite and sillimanite rims around garnet and cordierite, followed by the growth of andalusite and biotite around cordierite. *Johannes et al. (2003)* considered that this resulted from isobaric back reactions, whereas *Hölttä (1986)* and *Väisänen and Hölttä (1999)* considered that this indicated decompression in the first stages of retrogression. In the same area, using compositions of biotites and garnet rims, *Van Duin and Nieman (1993)* have concluded to retrogression from 820°C and 500-550 MPa at peak to 670-630°C and 300 MPa.

Kriegsman (2001) has drawn attention to problems inherent to geobarometry and interpretation of metamorphic paths in migmatites, due to variations in silica activity and reaction reversal. Nevertheless, if the retrograde path involves decompression, reactions may lead to phase assemblages not observed along the prograde evolution. Garnets containing Sil+Bt+Qtz inclusions commonly show a rim made of cordierite or of a Crd+Bt+Qtz symplectite (*Touret and Hartel, 1990*). This shows that the retrograde reaction is not a simple

reversal of the prograde one, but may rather correspond to the $\text{Grt} + \text{Liq} = \text{Crd} + \text{Qtz} + \text{Kfs}$ and $\text{Grt} + \text{Liq} = \text{Bt} + \text{Crd} + \text{Qtz} + \text{V}$ reactions. This is further corroborated by the fact that cordierite shows distinct compositions depending on its occurrence, either in the matrix, or as a rim around garnet (*Väisänen and Hölttä, 1999*). Fluid inclusions data also provide useful constraints on the retrograde evolution. *Touret and Hartel (1990)* report primary CO_2 fluid inclusions in andalusite crystals in the West Uusimaa Complex. The corresponding isochores (*Figure II.2.10c*) constrain tightly the P-T conditions within the andalusite stability field (i.e. at ca. 550–600°C and 300 MPa). These isochores are in good agreement with the stability of both staurolite and andalusite in the retrograde assemblages grown from cordierite. All these data suggest that the growth of cordierite around garnet does not proceed from simple isobaric back reaction, but more likely involves decompression as suggested by *Van Duin and Nieman (1993)* or *Väisänen and Hölttä (1999)*. This favours a clockwise evolution at high T. In summary, the first stages of the retrograde P-T path records neither isobaric cooling, nor isothermal decompression, but a combination of both decompression and cooling (*Figure II.2.10c*).

4.4. Deformation-metamorphism relationships

Both domains of flat-lying and vertical fabrics generally record similar syn-kinematic peak thermal conditions of HT-LP type, locally granulitic (*Figures II.2.6b and II.2.7d*). Furthermore, where affected by high-grade conditions, the two types of structural domains show similar types of P-T paths and are consistently marked by similar peak and retrograde assemblages (*Figure II.2.11b-c*).

Several outcrops show evidence of reworking of flat-lying fabrics by horizontal shortening during retrogression. *Figure II.2.12a* shows recumbent folds that affect gneisses (migmatite-bearing outcrop) and granitic dykes, and attest to vertical shortening. Recumbent folds are slightly reworked by upright ones marked by axial-planar elongate cordierite aggregates (*Figure II.2.12b*). Similar observations have been made within granulites where elongate cordierite patches define a sub-vertical fabric oblique to the folded migmatitic layering (*Figure II.2.12c*).

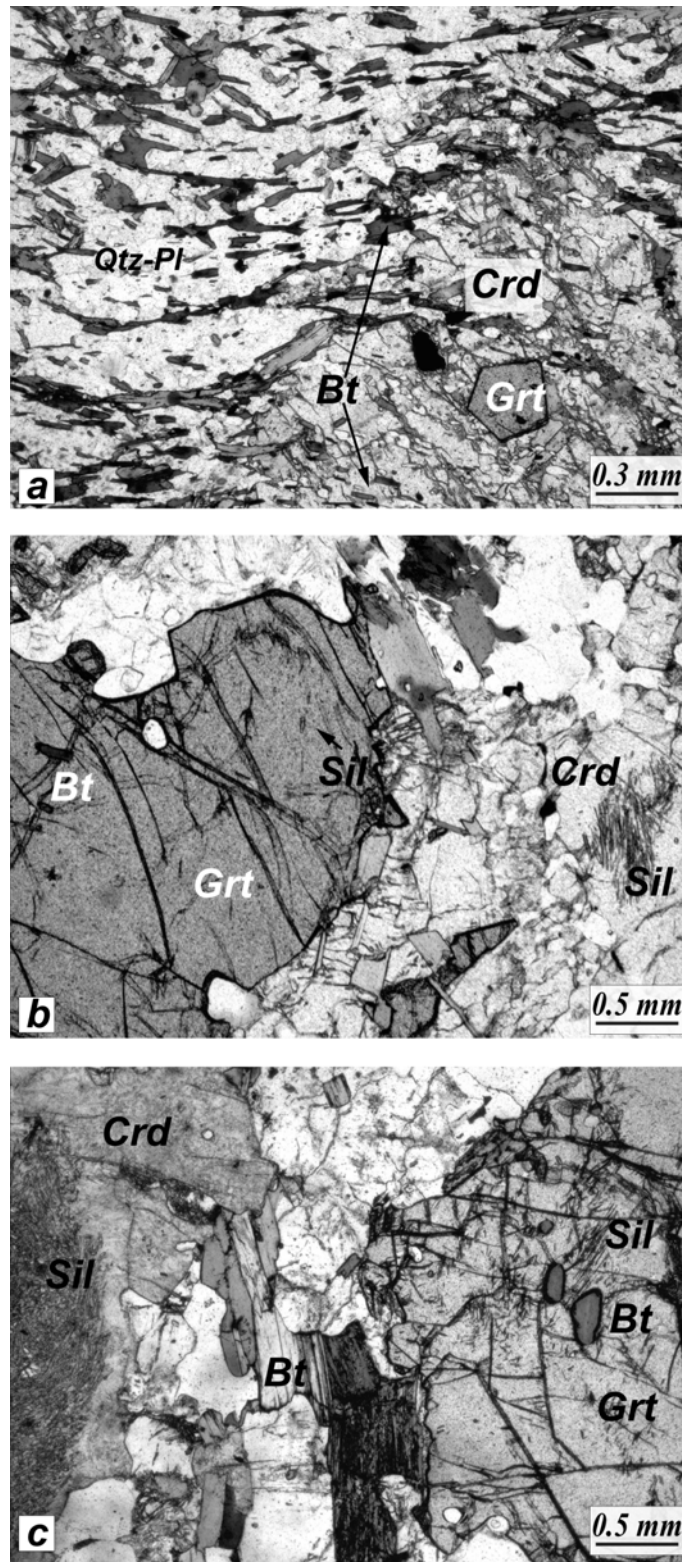


Figure II.2.11: Photomicrographs of thin section. (a) Prograde growth of cordierite porphyroblast with garnet and biotite inclusions within low-grade metasediments from the Kisko area (N 60°15 018; E 23°28 799); (b) prograde garnet porphyroblast with biotite and sillimanite inclusions within flat-lying foliations (N 61°30 788; E 28°10 637); and (c) retrograde cordierite porphyroblasts including sillimanite within steeply dipping foliations (N 61°21 902; E 27°01 186).

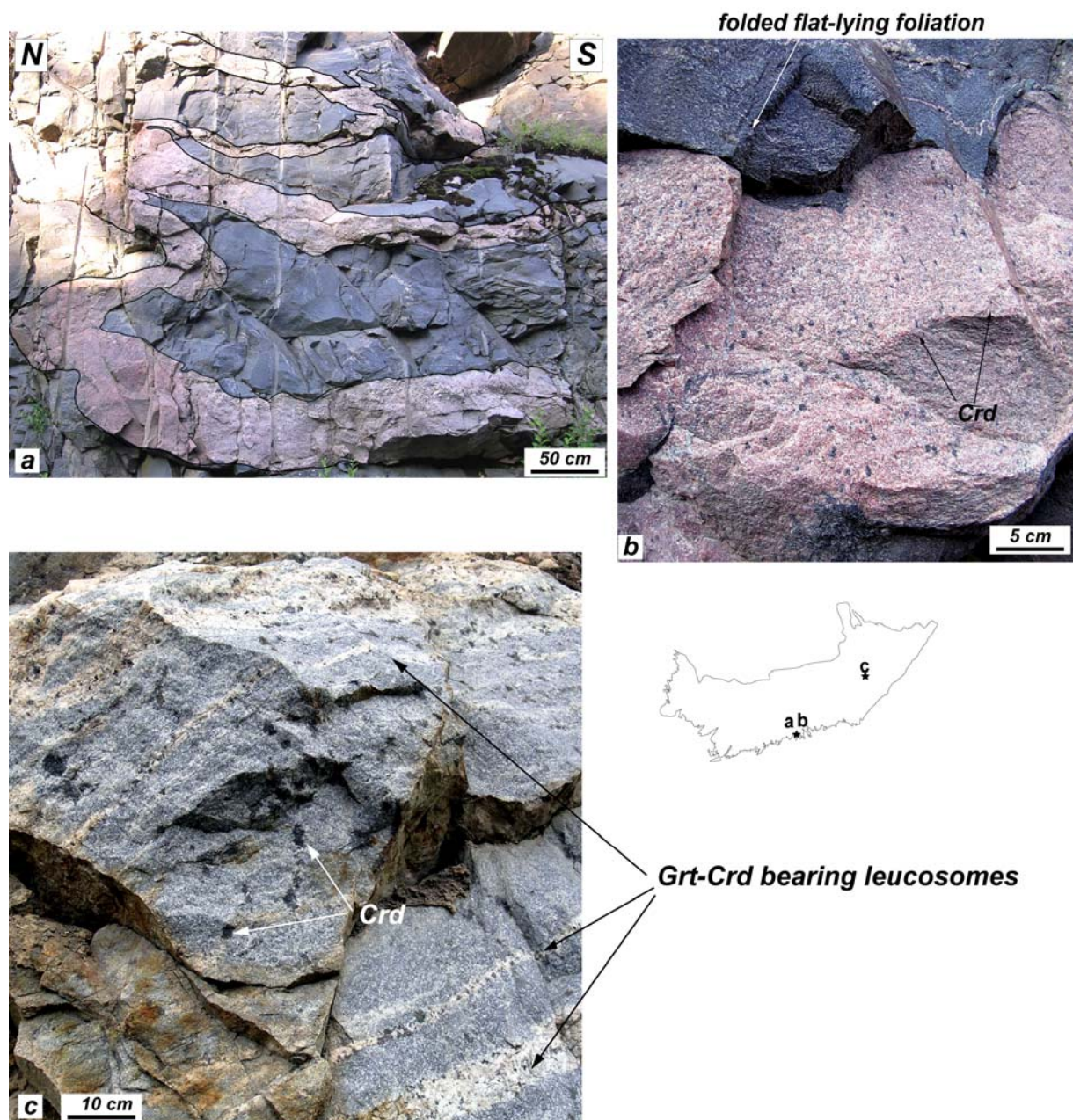


Figure II.2.12: Examples of reworking of early fabrics by vertical shortening during retrogression. (a) Recumbent folds associated with vertical shortening of a granitic dyke and slightly reworked by minor sub-meridian horizontal shortening (N 60°04 750; E 23°57 033). (b) Detail view showing vertically elongate cordierite patches within granitic dyke, axial-planar of minor vertical folds (N 60°04 750; E 23°57 033). (c) Slightly vertically elongate cordierite patches grown within the limb of a fold affecting an earlier granulitic foliation (N 61°29 049; E 28°15 452).

5. Discussion

The most prominent features observed throughout the area are EW to NE-SW striking folds and associated vertical foliations, as well as a conjugate set of WNW to NW and ENE to NE

striking major deformation zones. The deformation reworks a regional foliation that was initially most probably sub-horizontal (Ehlers *et al.*, 1993; Väisänen and Hölttä, 1999). These features are classically interpreted as reflecting a NW-SE compressional context, first marked by dominant thrust and nappe tectonics and then overprinted by transpressive vertical zones (Ehlers *et al.*, 1993). Indeed, the observed compressive deformations that result in vertical planar fabrics and steeply plunging lineations are consistent with a transpressional regime (e.g. Dewey *et al.*, 1998; Fossen and Tikoff, 1998; Casas Sainz *et al.*, 2001).

On the other hand, high-grade flat-lying foliations are difficult to interpret in terms of either thrust and nappe tectonics (e.g. Ehlers *et al.*, 1993; Nironen, 1999; Väisänen and Hölttä, 1999) or crustal extension (Korja and Heikinen, 1995-2005) as classically observed in collision zones, for the following three main reasons.

- (1) The metamorphic pattern is distributed, with limited and progressive gradients in an overall HT-LP environment. It shows no record of pressure or temperature jumps, as should be expected across low-angle thrusts or detachments. If structures like early major thrusts have ever occurred, they should predate the high-grade metamorphic episode.
- (2) Where preserved, flat-lying fabrics are associated with along-strike principal stretch, a feature that fits neither with convergence nor with divergence plate models.
- (3) The lack of clear dominant sense of shearing attached to flat-lying fabrics favours an interpretation involving substantial sub-vertical coaxial shortening compared to tangential deformations.

The overall structural and metamorphic patterns that characterize the SSAC are actually observed in several other deformation belts involving convergence of terrains with dominant juvenile affinities against an older continental crust (Pelletier *et al.*, 2002; Vassallo and Wilson, 2002; Gapais *et al.*, 2005). They basically attest to rather distributed deformations throughout a hot and weak ductile crust (Gapais *et al.*, 2005; Cagnard *et al.*, 2004, *in press*). In such a mechanical context, marked by low brittle-ductile ratios at lithosphere scale, one may expect that the crust should (1) favour distributed thickening rather than localised thrusts (e.g. Davy *et al.*, 1990; Davy and Cobbold, 1991; Choukroune *et al.*, 1995), and (2) have a limited potential to sustain thickening-induced increases in body forces (England and Bickle, 1984; Rey *et al.*, 2001). Provided boundary conditions are fulfilled, one may therefore infer that compression of a weak ductile crust might result in combined distributed thickening and gravity-driven lateral flow (Rey and Houseman, 2002; Cagnard *et al.*, 2004-2006; Cruden *et*

al., 2004). This model provides a suitable alternative to those of extensional collapse (e.g. *Sandiford, 1989*) or thrusting (e.g. *Ehlers et al., 1993; Choukroune et al., 1997*) to account for regional-scale flat-lying fabrics that characterize many HT-LP ancient orogenic domains. Moreover, the important syntectonic magmatism documented in the SSAC should provide heat supply and contribute to crustal growth. Addition of magmas may further contribute to overall crustal thickening and softening, and thus increase the gravitational potential driving lateral flow.

In the studied area, metamorphic signatures attached to flat-lying and vertical fabrics indicate that their development have been partly coeval (D2 deformation phase in *Ehlers et al., 1993*), although field observations and local metamorphism-deformation relationships (*Figure II.2.12*) show that vertical fabrics tend to expand in time at the expense of flat-lying ones. Moreover, steeply dipping deformation zones may be associated with domains of lowest metamorphic grade (e.g. *Lonka et al., 1998*), whereas domains of flat-lying fabrics are more typically associated with highest grades. In an overall context of regional-scale cooling and uplift, one may expect that the potential for thermally-driven lateral flow of the presently exposed rocks should decrease with respect to compressive tectonic forces.

Analogue models have shown that thickening of a weak lithosphere, made up of a thin upper brittle crust and a ductile crust and lithospheric mantle, was achieved through dominant downward vertical motions (*Cagnard et al., 2004; in press*). In these models, ductile layers showed rather homogeneous thickening accompanied by very limited topographic elevation and downward vertical motions marked by the burial of upper crust pop-downs. In the Kisko area, supracrustal rocks record a prograde metamorphic history that might indeed reflect heating and burial of upper crust sediments (*Figures II.2.10c and II.2.11a*). Burial of Paleoproterozoic supracrustals associated with dome and basin geometries have been reported in other areas of Southern Finland (see *Ehlers, 1976, Simonen, 1980 and refs. therein*). More generally, the rather monotonous metamorphic conditions observed across the SSAC are consistent with a distributed mode of shortening, which would indeed tend to maintain isograds at low angle to the Earth surface. From this, one may infer a rather constant erosion level throughout the region (*Nironen, 1997*). This would be consistent with limited topographic gradients over a large area, a feature again consistent with dominant distributed shortening (*Davy and Cobbold, 1991; Brun, 2002*).

At regional-scale, no field evidence was found for post-thickening extensional orogenic collapse, neither through late distributed thinning, nor through localised detachments. The latest ductile structures associated with NW to NNW-directed convergence are compressive and marked by retrogressive vertical fabrics. Thus, field evidence does not match interpretations made from deep geophysical data that invoke major extensional shear zones (*Korja and Heikkinen, 1995, 2005*).). A detailed discussion of this difference between field and deep-seismic interpretations would require available on-shore seismic data that could be directly compared with major structural features observed in the field. However, geophysical interpretations that propose the occurrence of an extensional event predating the NW-NNW shortening event around 1.84 Ga (*Korja and Heikkinen, 2005*) might be reconsidered in the light of a lateral flow hypothesis. From the lack of field evidence for post-thickening extension, we may infer (1) that erosion was probably the main factor driving exhumation, and (2) that overall isostatic equilibrium was probably effective before the end of regional compression. If so, it would mean that crustal thickening might have been compensated by combined erosion and lateral flow during ongoing compression. In the region, PT paths do not show any evidence from major adiabatic-type decompression (*Figure II.2.10*), which supports an interpretation of exhumation dominated by distributed erosion. The average slope of the retrograde paths shown in Figure 10c is around 45-50°C/km, a value compatible with geotherm estimates from peak conditions (*Van Duin, 1992*). Such interpretation would further be consistent with distributed deformations.

6. Conclusions

Deformation patterns observed in the South Svecofennian Arc Complex provide a case study of the mechanical response of weak lithospheres under compression. The main points are as follows.

1. Horizontal shortening is accommodated by distributed crustal thickening expressed by vertical foliations and steeply plunging principal stretch, likely associated with vertical motions and burial of supracrustal domains.
2. At regional scale, vertical fabrics rework earlier flat-lying foliations associated with principal stretch directions at low angle to the strike of the deformation belt. These may reflect syn-convergence lateral flow of the ductile crust.

3. Metamorphic and structural observations show that no thickening-driven extensional collapse associated with major normal shear zones occurred in the belt. Instead, lateral flow of the ductile crust combined with erosion may tend to compensate crustal thickening during ongoing compression.
4. Metamorphic and structural signatures further suggest that exhumation of the HT terrains of Southern Svecofennides basically resulted from distributed erosion.
5. The above inferences emphasize that modern tectonics, involving in particular large-scale thrusting and thickening-induced extensional collapse, is not convenient to account for structural and metamorphic characteristics of shortened hot and weak lithospheres, as in particular expected in ancient accretionary orogens.

Acknowledgements

This work was part of a DyETI program (INSU) supported by the CNRS. Carl Ehlers is thanked for constructive discussions and introduction to the field geology of Southernmost Finland. Ideas developed in this paper have benefited from numerous discussions with our colleagues J.P. Brun, M. Ballèvre, E. Hallot and P. Pitra. We thank A. Kröner and two anonymous referees for suggestions of improvements and constructive comments.

References

- Bloom**, K., 1988. Subsolidus migmatization in high-grade meta-tuffs (Kurkijärvi, southwest Finland). *Lithos*. 21, 263-278.
- Brun**, J.P., Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crusta undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *J. Struc. Geol.* 3, 219-229.
- Brun**, J.P., 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In: De Meer, S., Drury, M., De Bresser, H. (Eds) *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 200, 355-370.
- Cagnard**, F., Brun, J.P., Gapais, D., 2004. Compressive deformations of hot analogue lithospheres and possible applications to Precambrian tectonics. *Boll. Geof. Teorica ed Applicata*. 45, 66-69.
- Cagnard**, F., Brun, J.P., Gapais, D. in press. Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics*.

Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.P., Ehlers, C., 2006. Combinations of horizontal and vertical stretch during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova* 18, 72-78.

Casas Sainz, A., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., Roman-Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems. *J. Struct. Geol.* 23, 733-743.

Choukroune, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P. and Ries, A. (Eds) *Early Precambrian Processes*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 95, 67-86.

Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.) *Orogeny Through Time*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 121, 63-98.

Cruden, A.R., Nasser, M.B., Pysklywec, R., 2004. Three-dimensional strain partitioning in analogue versus numerical models of convergent orogens. *Boll. Geof. Teorica ed Applicata*. 45, 70-73.

Davy, P., Choukroune, P., Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. France* 8, 219-228.

Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.

Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds) *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 135, 15-33.

Edelman, N., 1960. The Gullkrona region, SW Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande* 187, 87p.

Eklund, O., Konopelko, D., Rutanen, H., Frödjö, S., Shebanov, A., 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian Shield. *Lithos*. 45, 87-108.

Eklund, O., Shebanov, A., 2005. Prolonged postcollisional shoshonitic magmatism on the Southern Svecofennian domain- a case study of the Ava granite-lamprophyre ring complex. *Lithos*. 80, 229-247.

Elhers, C., 1976. Homogenous deformation in Precambrian supracrustal rocks of Kumlinge area, southwest Finland. *Precambrian Res.* 3, 481-504.

Elhers, C., Lindroos, A., Selonen, O., 1993. The late Svecofennian granite-migmatite zone of Southern Finland- a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Precambrian Res.* 64, 295-309.

Elhers, C., Skiöld, T., Vaasjoki, M., 2004. Timing of Svecofennian crustal growth and collisional tectonics in Åland, SW Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 76, 63-91.

England, P., Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archean. *J. Struct. Geol.* 92, 353-367.

Fossen, H., Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds) *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 135, 15-33.

Gaal, G., 1982. Proterozoic tectonic evolution of the late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. *Geol. Rundschau*. 71, 158-170.

Gaal, G., Gorbatshev, R., 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.* 35, 15-52.

Gapais, D., Potrel, A., Machado, N., Hallot, E., 2005. Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt (Manitoba, Canada). *Tectonics*. 24, 1-16.

Hietanen, A., 1947. Archean geology of the Turku district in southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 58, 1019-1084.

Holdaway, M. J., 1971. Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* 271, 97-131.

Hölttä, P., 1986. Observations of the metamorphic reactions and PT conditions in the Turku granulite area. *Geol. Surv. Finland Bull.* 339, 43-58.

Hopgood, A.M., 1984. Structural evolution of Svecokarelian migmatites, southern Finland: a study of Proterozoic crustal development. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences* 74, 229-264.

Hopgood, A.M., Bowes, D.R., Kouvo, O., Halliday, A.N., 1983. U-Pb and Rb-Sr isotopic study of polyphase deformed migmatites in the Svecokareliides, southern Finland. In: Atherton, M.P., Gibble, C.D. (Eds) *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Publ. Ltd, Nantwich, 80-92.

Hubbard, F., Branigan, N., 1987. Late Svecofennian magmatism and tectonism, Åland, Southwest Finland. *Precambrian Res.* 35, 241-256.

Huhma, H., 1986. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 337, 48p.

Huhma, H., Claesson, S., Kinny, P.D., Williams, I.S., 1991. The growth of early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons. *Terra Nova*. 3, 175-179.

Johannes, W., Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 335p.

Johannes, W., Elhers, C., Kriegsman, L.M., Mengel, K., 2003. The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, Southern Finland. *Lithos*. 68, 69-90.

Korja, A., Heikkinen, P.J., 1995. Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: Results from the Baltic and Bothnian Echoes from the Lithosphere experiment. *Tectonics*. 14, 504-517.

Korja, A., Heikkinen, P.J., 2005. The accretionary Svecofennian orogen- insights from the BABEL profiles. *Precambrian Res.* 136, 241-268.

Korsman, K., Hölttä, P., Hautala, T., Wasenius, P., 1984. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 328, 5-40.

Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H., Pekkala, Y. (Eds), 1997. *Bedrock map of Finland 1:1000000*: Geological Survey of Finland, Espoo.

Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P., and G.S.W. Group, the GGT/SVEKA Transect, 1999. Structure and evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. *International Geology Review*, 41, 287-333.

Kriegsman, L.M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back-reaction in anatectic migmatites. *Lithos.* 56, 75-96.

Lahtinen, R., 1994. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93-1.91 Ga gneissic tonalities and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 378, 128p.

Le Breton, N., Thompson, A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226-37.

Lindberg, B., Eklund, O., 1988. Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Åland, southwest Finland. *Lithos.* 22, 13-23.

Lindroos, A., Romer, R.L., Elhers, C., Alviola, R., 1996. Late-orogenic Svecofennian deformation in SW Finland constrained by pegmatite emplacement ages. *Terra Nova.* 8, 567-574.

Lonka, H., Schulmann, K., Zdenek, V., 1998. Ductile deformation of tonalite Suomusjärvi shear zone, south-western Finland. *J. Struc. Geol.* 20, 783-798.

Mouri, H., Väisänen, M., Huhma, H., Korsman, K., 2005. Sm-Nd garnet and U-Pb monazite dating of high-grade metamorphism and crustal melting in the West Uusimaa area, southern Finland. *GFF.* 127, 123-128.

Nironen, M., 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Res.* 86, 21-44.

Nironen, M., 1999. Structural and magmatic evolution in the Loimaa area, southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 71, 57-71.

Patchett, P.J., Kouvo, O., 1986. Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 1-12.

Pattison, D.R.M., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: Constraints from the Ballachulish thermal aureole, Scotland. *J. Geol.* 100, 423-446.

Pattison, D.R.M., Spear, F.S., Cheney, J.T., 2002. Thermodynamic modelling of the reaction muscovite+cordierite = Al_2SiO_5 +biotite+quartz+ H_2O : constraints from natural assemblages and implications for the metapelitic petrogenetic grid. *J. Metam. Geol.* 20, 99-118.

Pelletier, A., Gapais, D., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 2002. Tectonique transpressive en Terre Adélie (est Antarctique), *C. R. Géosciences.* 334, 505-511.

Reinikainen, J., 2001. Petrogenesis of Paleoproterozoic marbles in the Svecofennian Domain, Finland. *Geol. Surv. Finland Rep. Investigation* 154, 84p.

Rey, P.F., Houseman, G., Poudjom Djomani, Y.H., 2001. The impact of body forces on Archaean continental lithosphere. 4IAS conference (Perth, WA), AGSO Geoscience Australia Record 37, 84-86.

Rey, P., Houseman, G., 2002. Crustal scale strike slip faulting in the Archaean : the result of buoyant subcontinental mantle. 16th Australian Geological Convention (Adelaide, SA), *Geol. Soc. Am. Abstract* 67, 50.

Sandiford, M., 1989. Horizontal structures in granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse? *Geology*. 17, 449-452.

Schreurs, J., 1985. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos*. 18, 69-80.

Schreurs, J., Westra, L. 1985. Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite facies equivalents of the Orijärvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos*. 18, 215-228.

Schreurs, J., Westra, L., 1986. The thermotectonic evolution of a Proterozoic, low pressure, granulite dome, West Uusimaa, SW Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 236-250.

Sederholm, J.J., 1934. On migmatites and associated preCambrian rocks of southwestern Finland. Part III, The Åland Islands. *Bull. Comm. Geol. Finlande* 107, p68.

Selonen, O., Elhers, C., 1996. The Orivesi granite batholith, southern central Finland - Characteristics and emplacement. *Bull. Geol. Soc. Finland* 68, 11-24.

Simonen, A., 1980. The Precambrian in Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 304, 58p.

Suominen, V., 1991. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabbases. *Geol. Surv. Finland Bull.* 356, 100p.

Thompson, A. B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.* 282, 1567-95.

Touret, J.L.R., Hartel, T.H.D., 1990. Synmetamorphic fluid inclusions in granulites. In: Vielzeuf, D., Vidal, P. (Eds) *Granulites and crustal evolution*. Kluwer Academic Publishers 349-417.

Vaasjoki, M., 1977. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: their age and the lead isotopic composition of certain associated mineralizations. *Geol. Surv. Finland Bull.* 294, 64p.

Vaasjoki, M., Rämö, O.T., Sakko, M., 1991. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite diabbase dyke association of southeastern Finland. *Precambrian Res.* 51, 227-243.

Vaasjoki, M., 1996. Explanation to the geochronological map of southern Finland: The development of the continental crust with special reference to the Svecofennian orogeny. *Geol. Surv. Finland Rep Investigation* 135, 30p.

Väisänen, M., Hölttä, P., 1999. Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, Southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 71, 177-218.

Väisänen, M., Mänttari, I., Kriegsman, L.M., Hölttä, P., 2000. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*. 54, 63-81.

Väisänen, M., 2002. Tectonic evolution of the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Southwestern Finland. *Annales Universitatis Turkuensis. A II*, 154, 143p.

Väisänen, M., Mänttari, I., 2002. 1.90-1.88 Ga arc and back-arc basin in the Orijärvi area, SW Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 74, 185-214.

Väisänen, M., Mänttari, I., Hölttä, P., 2002. Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology. *Precambrian Res.* 116, 111-127.

Van Duin, J.A., 1992. The Turku granulite area, SW Finland: a fluid-absent Svecofennian granulite occurrence. Unpubl. PhD thesis, Amsterdam, 234p.

Van Duin, J.A., Nieman, C.P., 1993. Pressure and temperature history of a low-pressure transitional granulite area, Turku, SW Finland. *Geologie en Mijnbouw.* 71, 259-280.

Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L. 2002. Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. *J. Struct. Geol.* 24, 1-24.

Veenhof, R.P., Stel, H., 1991. A cleavage triple point and its mesoscopic structures: the Mustio sink (Svecofennides of Finland). *Precambrian Res.* 50, 269-282.

Vielzeuf, D., Clemens, J.D., 1992. The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: Experiments and models. *Am. Miner.* 77, 1206-1222.

Windley, B.F., 1995. The evolving continents (third edition). John Wiley & Sons, London, 526p.

▣ Planches supplémentaires

Quelques photographies et illustrations (qui n'ont pas été insérées dans le papier soumis à *Precambrian Research*) sont ajoutées ici de façon à compléter les observations structurales faites précédemment.

Les photographies de la *Figure II.2.13* illustrent de nouveau l'aspect très vertical de la foliation (à travers différents affleurements) ainsi que la composante d'étirement verticale importante associée à ces domaines caractérisés par des foliations fortement pentées. La photographie de la *Figure II.2.13a* représente un filon (sill) granitique mis en place à fort angle de la foliation générale sub-verticale, illustrant alors une composante d'étirement verticale importante. De même, la photographie de la *Figure II.2.13b* représente un pli d'amphibolites et de migmatites présentant un axe fortement plongeant au sein d'une zone à foliation fortement pentée, illustrant également une composante d'étirement vertical importante. Cet étirement vertical est également visible sur la photographie de la *Figure II.2.13c*, où une foliation sub-verticale, au sein d'amphibolites, porte une linéation d'étirement dans la ligne de plus grande pente. Enfin, la photographie *II.2.13d* représente un exemple de foliation mylonitique verticale fréquemment observée au sein de roches calco-silicatées.

La photographie *II.2.14a* représente **une foliation migmatitique plate** associée à la mise en place de filons et sills granitiques. Ces injections présentent une fabrique interne et sont déformés indiquant ainsi leur caractère syn-cinématique. Les autres photographies de la *Figure II.2.14* illustrent en détail **les relations structurales entre les domaines à foliations peu pentées et les zones de déformation sub-verticales**. Des zones de cisaillement verticales peuvent localement recouper des foliations peu pentées précoces (*Figure II.2.14b*), tandis que certaines autres zones de cisaillement verticales correspondent à des zones de localisation de la déformation le long de flancs de plis isoclinaux (*Figure II.2.14c*). Des foliations peu pentées précoces peuvent alors être replissées verticalement et dans ce cas, des leucosomes précoces initialement boudinés peuvent être replissés (*Figure II.2.14d*).

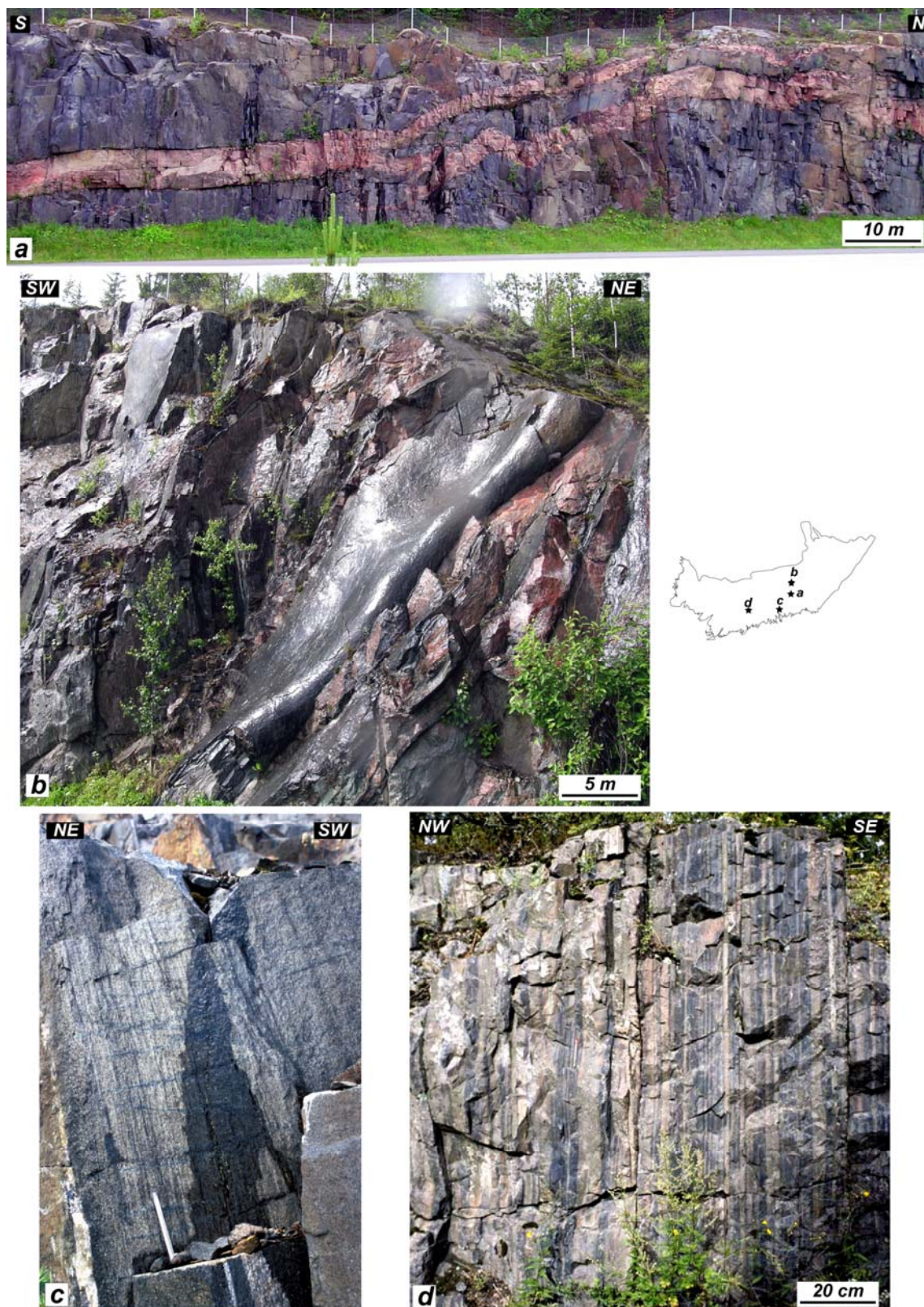


Figure II.2.13 : Photographies illustrant : (a) un filon granitique mis en place à fort angle d'une foliation migmatitique verticale, (b) un pli composé d'amphibolites et de migmatites avec un axe très plongeant, illustrant une composante d'étirement vertical, au sein d'une zone à foliation très pentée, (c) une linéation d'étirement dans la ligne de plus grande pente associée à une schistosité sub-verticale, au sein d'amphibolites, (d) une foliation verticale «typique» au sein de roches calco-silicatées.

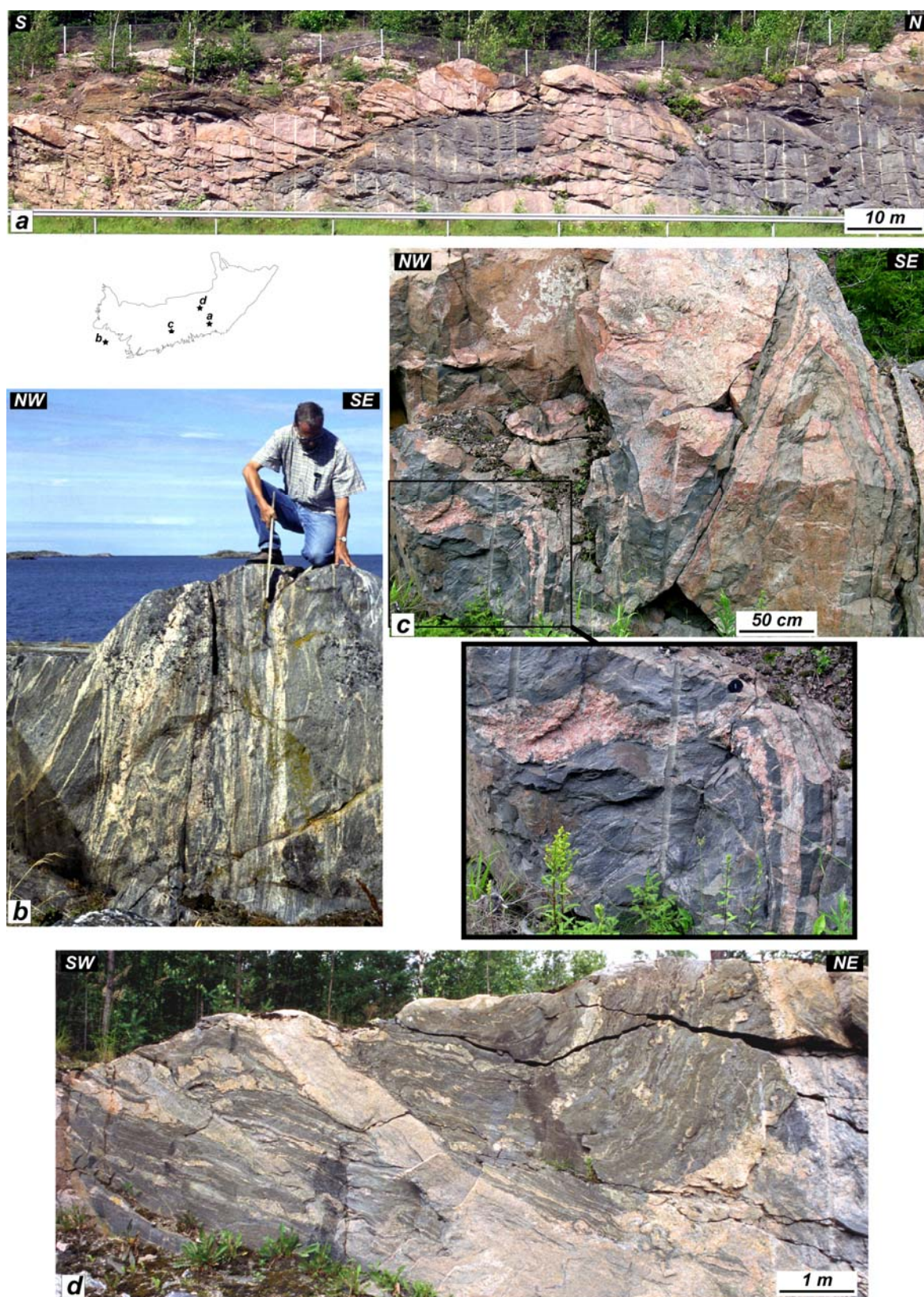


Figure II.2.14 : Photographies illustrant : (a) un domaine à foliation peu pentée associée à la mise en place de filons syn-cinématiques déformés, (b) une zone de cisaillement verticale migmatitique recoupant une foliation précoce peu pentée migmatitique également, (c) une foliation peu pentée reprise par une zone de cisaillement verticale, correspondant au flanc d'un pli vertical isoclinal, (d) une foliation précoce peu pentée replissée par des plis à axes sub-horizontaux et à plan axiaux fortement penté associé à des leucosomes boudinés précocement puis replissés tardivement.

Enfin, les diagrammes triangulaires de la *Figure II.2.15* représentent la compilation des mesures structurales (foliations et linéations d'étirement) acquises lors de cette étude dans le domaine Sud Svécofennien. Ces diagrammes indiquant les champs où dominent respectivement les composantes : (1) d'étirement vertical et de raccourcissement horizontal, (2) d'étirement horizontal et de raccourcissement horizontal, (3) d'étirement horizontal et de raccourcissement vertical. Ces trois champs correspondent respectivement aux domaines où la déformation est caractérisée par des composantes : (1) de fluage vertical, (2) de décrochements et (3) de fluage tangentiel. Les mesures sont concentrées dans le domaine où les foliations ont un fort pendage et les linéations d'étirement ont de forts plongements (*Figure II.2.15*). Ceci souligne que la composante de fluage vertical domine à l'échelle de la zone étudiée par rapport aux composantes de fluage tangentiel et de décrochements.

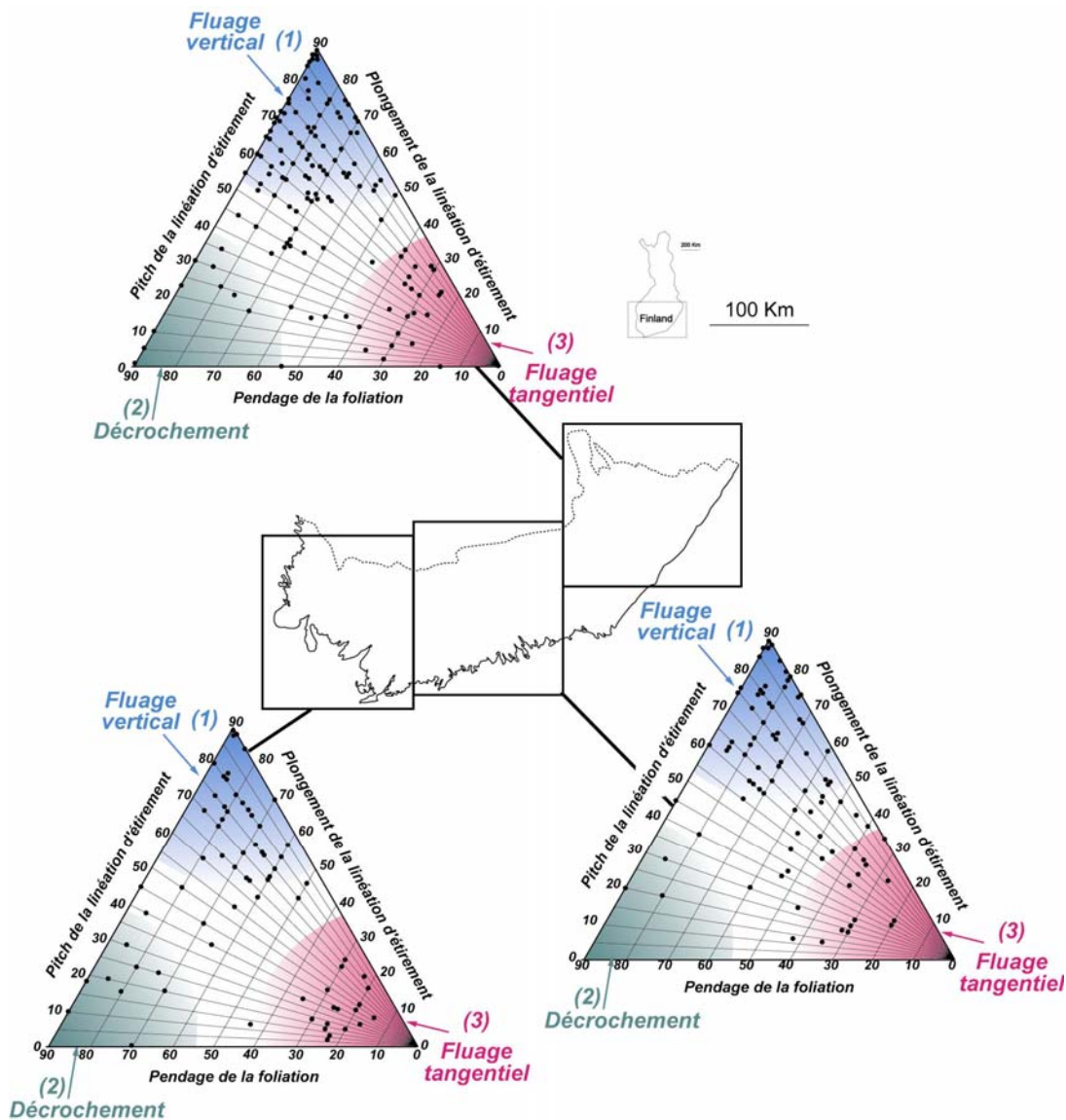


Figure II.2.15 : Diagrammes triangulaires représentant les différentes composantes contrôlant le mode de déformation au sein du SSAC. Les données acquises lors de cette étude sont concentrées dans le domaine où la composante de fluage vertical domine.

Résumé de l'Etude structurale et métamorphique réalisée au sein du domaine Sud Svécofennien (Finlande) :

L'étude réalisée au sein du domaine Sud Svécofennien apporte des contraintes concernant le mode de déformation de lithosphères juvéniles et peu résistantes, soumises à un raccourcissement horizontal. Ce domaine orogénique est caractérisé par un épaississement distribué exprimé par le développement de foliations verticales, marquées par des linéations fortement plongeantes, associées parfois à l'enfoncement de roches supracrustales. Cet épaississement semble être combiné à du fluage latéral syn-convergence de croûte ductile. L'exhumation est dominée par une érosion distribuée, compatible avec l'absence d'observations de zones de cisaillement extensives. Ainsi, le mode de déformation de lithosphères molles semble très différent de celui décrit au sein d'orogènes modernes, associé traditionnellement au développement de zones de cisaillement localisées.

II.3.

L'Arc des granulites de Laponie



II. 3. LA CEINTURE DE GRANULITES DE LAPONIE

Ce chapitre présente les résultats d'une étude structurale et pétrologique sur la ceinture de granulites de Laponie. Ces résultats conduisent à un nouveau modèle expliquant la formation et l'exhumation de cet arc. Ils permettent également d'illustrer le mécanisme de déformation d'une croûte d'âge paléoprotérozoïque soumise à un raccourcissement horizontal, en contexte de collision craton vs craton.

INTRODUCTION

La ceinture des granulites de Laponie, ou encore « Lapland Granulite Belt » (LGB), fait partie d'un système paléoprotérozoïque de type collision continentale et est liée au début de l'orogénèse Svecofénienne au sens large (*Barbey, 1986; Gaal et Gorbatshev, 1987; Barbey et Raith, 1990*). Il s'agit au premier ordre d'un système de nappes de roches supracrustales paléoprotérozoïques situées entre deux domaines continentaux composés de roches archéennes que sont le craton d'Inari et le craton du Sud Laponie. La déformation compressive et le métamorphisme, qui atteint le faciès granulite : $T < 850\text{ °C}$ et $P = 8\text{ kbars}$, ont culminé vers 1.95 Ga (*e.g. Barbey et Raith, 1990*), et des structures extensives associées possiblement à l'exhumation de la ceinture sont décrites (*Barbey et al., 1977-1984*). Cependant, les mécanismes de mise en place et d'exhumation de la LGB sont encore mal contraints. C'est pourquoi, une étude structurale et pétrologique est présentée ici, afin de discuter du mode d'épaississement et d'exhumation de cette ceinture. Ces résultats nous permettront de mieux comprendre les mécanismes qui contrôlent la déformation d'une croûte paléoprotérozoïque, soumise à un raccourcissement horizontal dans un contexte de collision continentale. Enfin, les résultats acquis en Laponie seront mis en perspective avec les résultats obtenus dans l'étude précédente sur les Svécofennides (*chapitre II.4.*).

II. 3. 1. CONTEXTE GEOLOGIQUE

▣ Lithologies et structures

La ceinture de granulites de Laponie et les régions adjacentes sont constituées de 5 unités différentes, du SW au NE (*Figures II.3.1 et II.3.2*):

(1) **Le craton du Sud Laponie** (qui correspond à la partie Nord du domaine Karélien) est composé de roches archéennes d'âge inférieur à 3.1 Ga (*Kröner et al., 1981*) qui sont recouvertes par des ceintures de roches vertes et des métasédiments et intrudées par des granites d'âge paléoprotérozoïque (*Huhma, 1986*). Le socle archéen est caractérisé par des structures en dômes et les métasédiments qui reposent sur ce socle correspondent à des dépôts mis en place dans un bassin continental (*Silvennoinen, 1985*).

(2) **La ceinture de Karasjok** correspond à une ceinture de degré intermédiaire contenant des sédiments clastiques ainsi que des laves komatiitiques. Les métasédiments et les métavolcanites sont caractérisés par des conditions PT de l'ordre de 500-650 °C et 2-5 kbar (*Väänänen, 1982*). Cette ceinture montre une zonation métamorphique depuis un faible degré au centre jusqu'à un degré moyen vers ses limites Sud et Nord (*Krill, 1985*) et est structurée par différentes phases de plissement successives (*Gaal et al., 1978*). L'âge du dépôt des protholites de cette ceinture est paléoprotérozoïque et a été estimé autour de 2.11 Ga (*Krill et al., 1985*).

La limite principale entre la ceinture de Karasjok et le domaine Karélien, vers l'Ouest, est attribuée à un chevauchement à vergence ouest (*Krill, 1985 ; Figure II.3.1*).

De plus, vers le sud, le domaine de Karasjok-Kittilä est séparé du craton du Sud Laponie par une zone tectonique majeure (la « Sirkka Line ») correspondant à une zone de chevauchements subparallèles d'orientation générale NW-SE à faible pendage vers le Sud (≈ 25 à 40° SW ; e.g. *Lehtonen et al., 1985 ; Luosto et al., 1989*).

(3) **La ceinture de Tana** (Tanaelv Belt, TB) est composée d'amphibolites partiellement migmatisées ainsi que de roches acides métamorphisées interprétées comme étant des roches volcaniques appartenant à une série bimodale (*Barbey et al., 1984 ; Bernard Griffiths et al., 1984 ; Krill, 1985*). Cette ceinture contient plusieurs « corps » d'anorthosites, de gabbros et de roches ultramafiques (*Mikkola et Sahama, 1936 ; Hörmann et al., 1980 ; Barbey et al., 1980 ; Moreau, 1981*). Elle est caractérisée par un métamorphisme de haut degré et montre cependant une zonation métamorphique décroissante vers le SW, avec des températures allant de 800 à 730 °C pour une pression relativement constante autour de 7 kbar (*Raith et Raase, 1986*). La ceinture de Tana est une zone étroite bordant la partie ouest de la ceinture des granulites qui présente des pendages faibles vers le NE. Les roches de cette ceinture sont intensément cisailées et déformées (*Mikkola, 1941*).

Le contact entre la ceinture de Karasjok et la ceinture de Tana est d'origine tectonique et correspondrait à une discordance majeure (*Gaal et al., 1989*).

(4) **La ceinture des granulites de Laponie (LGB)** correspond à une séquence métasédimentaire paléoprotérozoïque de haut degré métamorphique, constituée de gneiss à Grt (\pm Sil) intercalés avec des norites et des enderbites (roches ignées métamorphisées à Opx-Pl) (*Eskola, 1952; Meriläinen, 1976; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1980; Raith et al., 1982; Barbey et Raith, 1990*). Il s'agit d'une ceinture granulitique caractérisée par des températures proches de 800°C et des pressions de 6.5 - 7 kbar (*Barbey et al., 1984; Raith et Raase, 1986*). Cette ceinture peut être divisée en deux « domaines » majeurs que sont : (a) le domaine W, SW et S, correspondant à la partie inférieure de la ceinture, formant une zone large constituée de granulites très déformées et cisailées ductilement. Ce domaine est caractérisé par une foliation mylonitique à faible pendage vers le NE ainsi que par des linéations d'étirement plongeant vers le NE, indiquant alors un sens de chevauchement vers le SW (*Kranck, 1936; Sahama, 1936; Von Gaertner, 1962; Barbey et al., 1977; Marker, 1985*). (b) le domaine NE, correspondant à la partie supérieure de la ceinture est constitué de granulites anatexiques à cordiérite. Ces roches ont une apparence massive et la migmatisation est associée localement au développement de bandes de cisaillement extensives (à pendage vers l'E) syn-granulitiques (*Barbey et al., 1977; Barbey, 1986*). Dans ce domaine, le pendage de la foliation se redresse progressivement près de la bordure NE de la ceinture jusqu'à devenir sub-vertical (voire même pouvant localement devenir SW ; e.g. *Lahtinen, 1972; Gaal et al., 1989*).

Le contact entre la ceinture de Tana et la ceinture des granulites, qui sont déformées selon la même cinématique, est un chevauchement à vergence SW.

(5) **Le craton d'Inari** correspond à des orthogneiss migmatiques entourés d'étroites ceintures de roches supracrustales (*Kesola, 1988*). Ces roches d'âge archéen sont intensément remaniées et intrudées par de nombreux granites, granodiorites, gabbros et diorites d'âge paléoprotérozoïque (*Meriläinen, 1976*). Les roches de ce craton sont caractérisées par un métamorphisme de moyen à haut grade (700 °C – 7 kbars pour les supracrustales ; *Hörmann et Raase, non publié*), et présentent des températures décroissantes depuis 750°C, à la limite avec la ceinture de granulites, jusqu'à 700°C vers le centre du craton (*Hörmann et al., 1980*). La déformation caractérisant ce craton est polyphasée.

La limite entre la ceinture de granulites et le craton d'Inari n'est pas franche mais est caractérisée par un mélange tectonique de roches provenant des deux domaines (Gaal *et al.*, 1989).

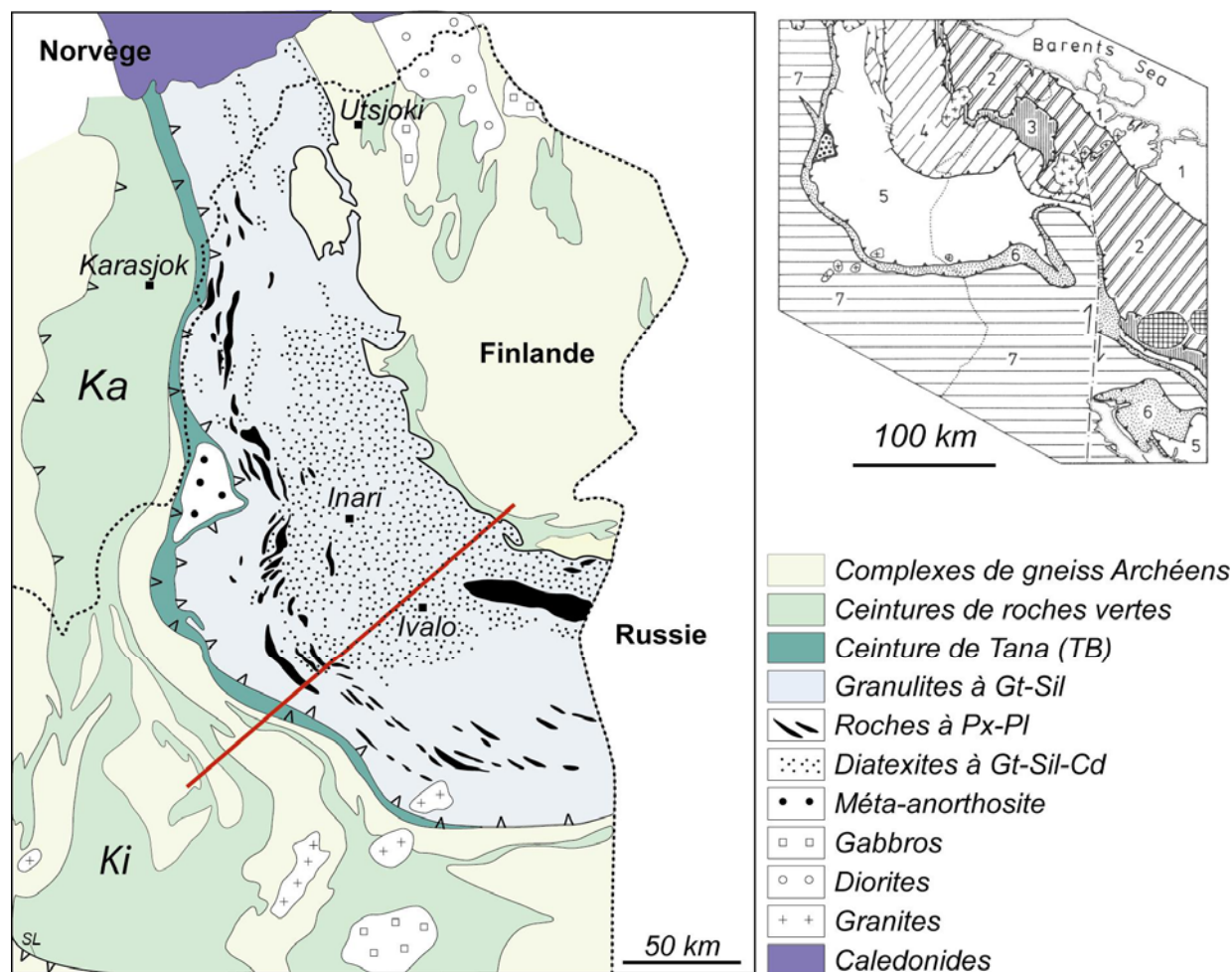


Figure II.3.1 : Carte géologique de la ceinture de granulite (LGB) et des zones adjacentes (modifiée d'après Barbey et Raith, 1990). La position de la coupe représentée en figure II.3.2 est indiquée par le trait rouge. Ka et Ki représentent les ceintures de Karasjok et Kittilä et SL est « la Sirkka Line ». L'encart (à droite) représente les principales unités litho-tectoniques de la partie Nord du domaine Baltique (d'après Berthelsen et Marker, 1985-1986) : (1) unité de Mursmank, (2) unité de Sydvaranger et noyau de Kola, (3) séries de Pechenga, (4) craton d'Inari, (5) ceinture de granulites de Laponie, (6) ceinture de Tana, (7) craton du sud Laponie.

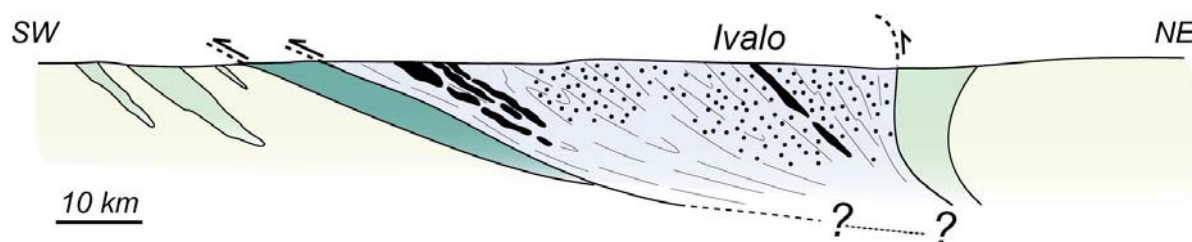


Figure II.3.2 : Coupe interprétative de la LGB et des zones adjacentes (D'après Barbey *et al.*, 1977 ; Barbey et Raith, 1990). La localisation de cette coupe est montrée sur la figure II.3.1

▣ Modèles géodynamiques

La caractéristique principale de la partie Nord du domaine Baltique est l'existence de ceintures de métasédiments et métavolcanites d'âge paléoprotérozoïque qui ont été soumises à un régime compressif le long de zones de failles majeures. Ceci suggère la fermeture de bassins paléoprotérozoïques situés sur (ou entre) des segments de croûte continentale archéenne. Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique de cette partie Nord du domaine Baltique (*Gaal et al., 1989*) (*Figure II.3.3*) :

- *Barbey et al. (1984)* et *Barbey et Raith (1990)* proposent que, lors d'un stade de rifting (2.2-2.0 Ga), une croûte océanique se soit formée entre la province Karélienne au Sud et un domaine continental, au Nord, comprenant le craton d'Inari. Dans ce modèle, les protolithes de la LGB correspondraient à des turbidites associées à des intercalations volcaniques. Puis, lors d'une phase en compression, la croûte océanique aurait été subductée vers le NE et des roches calco-alcalines auraient intrudé le craton d'Inari. Lors de la collision entre les deux cratons, la LGB enregistre un métamorphisme de haut degré et chevauche la province Karélienne. Parallèlement, la LGB est elle-même chevauchée par le craton d'Inari (*Figure II.3.3a*).

- *Krill (1985)* et *Krill et al. (1985)* envisagent la formation d'un bassin océanique, sur le site de la ceinture de Karasjok, vers 2.1 Ga. Les dépôts des protholites de la LGB se mettent alors en place sur une des marges alors que les volcanites de la ceinture de Karasjok sont émises sur l'axe de la dorsale, pendant l'ouverture du bassin océanique (2.0-1.9 Ga). Une compression conduit à la subduction de la croûte océanique vers le NE sous le craton du Nord, ce qui induit la production de magmas calco-alcalins. Puis la collision continentale permet la juxtaposition des différentes unités que sont la ceinture de Karasjok, la ceinture de Tana et la ceinture des granulites, par le jeu de chevauchements à vergence SW (*Figure II.3.3b*).

Les modèles proposés par *Barbey et al. (1984)* et par *Krill et al. (1985)* sont assez complémentaires même s'ils diffèrent sur l'interprétation de l'âge de la ceinture de Karasjok. Les premiers considèrent que cette ceinture est directement associée à la province Karélienne (avec un âge supérieur à 2.1 Ga) tandis que les seconds lient génétiquement le dépôt de cette ceinture et les dépôts des protolithes de la ceinture de granulites lors de la phase de rifting à

2.1 Ga. Des données géochronologiques obtenues sur les roches de cette ceinture montrent que la seconde hypothèse est la plus plausible (Krill *et al.*, 1985).

- Marker (1985) et Berthelsen et Marker (1986) envisagent la formation d'un océan à l'Est du craton d'Inari entre 2.4 et 2.0 Ga (dont la marque de la suture correspondrait à la ceinture de Pechenga). Une phase compressive débutant vers 2.0 Ga initie la fermeture de cet océan et provoque une subduction de la croûte océanique vers le SW. Cette subduction génère un arc insulaire très à l'Est de la LGB et l'intrusion de magmas calco-alcalins dans le craton d'Inari. Les protolithes de la LBG se déposent dans un bassin arrière-arc (au SW de la subduction) et se métamorphisent. Lors de la collision continentale (1.9 Ga), la LGB ainsi que la ceinture de Tana sont chevauchées sur la province Karélienne (Figure II.3.3c).

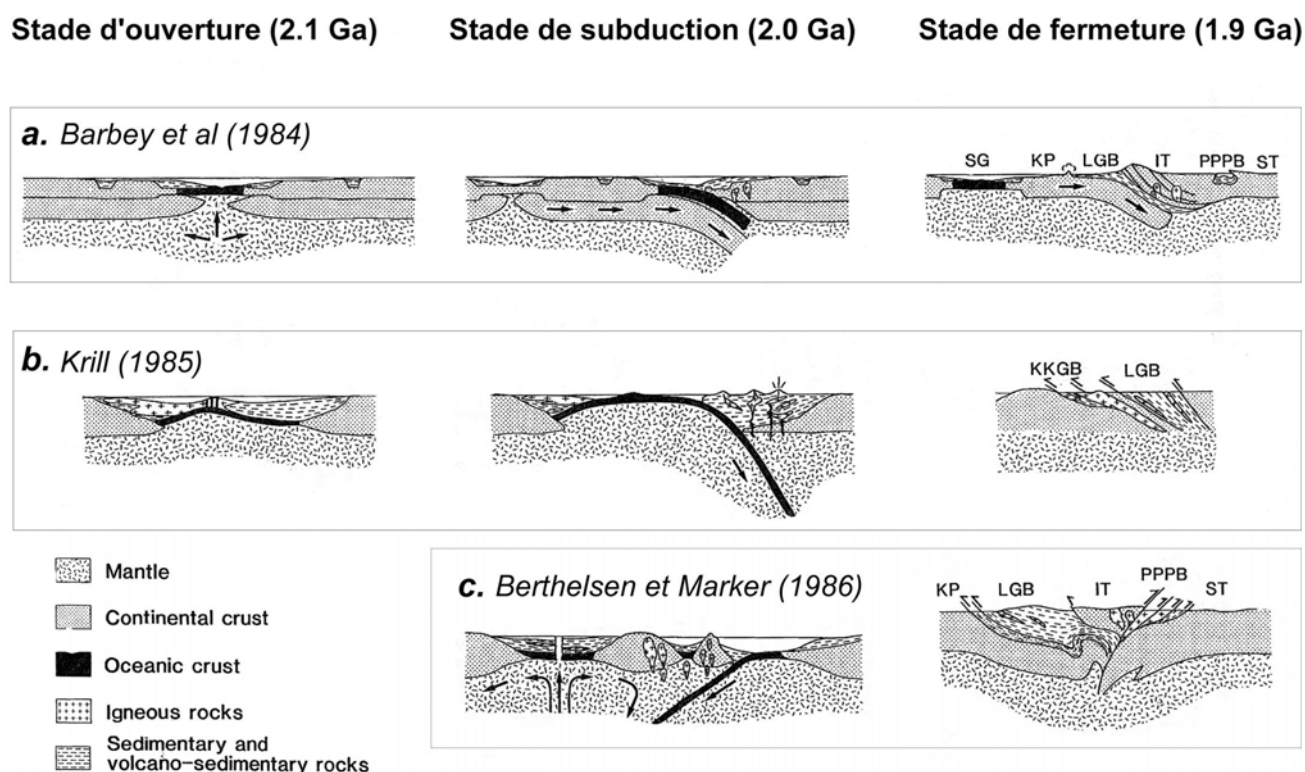


Figure II.3.3 : Modèles géodynamiques de l'évolution de la partie Nord du domaine Baltique (modifié d'après Gaal *et al.*, 1989). LGB : Lapland Granulite Belt ; PPPB : Polmak-Pasvik-Pechenga Belt ; KP : Karelian Province ; KKGB : Karasjok-Kittilä Greenstone Belt ; IT : Inari Terrain ; ST : Sorvaranger Terrain ; SG : Svecofennian geosyncline

II. 3. 2. ANALYSE STRUCTURALE

La ceinture de Laponie ainsi que la ceinture de Tana sont caractérisées par trois phases majeures de déformation dont les deux plus importantes sont synchrones du métamorphisme en faciès granulite (*Barbey et al., 1980- 1984 ; Barbey, 1986*). La phase principale de déformation est liée à un épisode compressif et est caractérisée par le développement de la schistosité principale (souvent mylonitique) affectant les roches des 2 ceintures. Cette déformation est chevauchante et est associée au développement de plis isoclinaux de petite taille ainsi que de zones de cisaillement montrant des mouvements inverses. Les structures développées lors de cette phase principale de déformation sont caractérisées par des mouvements tangentiels le haut vers l'extérieur de l'arc des granulites et leur développement est synchrone du pic métamorphique (*Barbey, 1986*). Localement, les traces d'une phase de déformation plus précoce, qui consiste en la formation d'une schistosité précoce liée à un métamorphisme prograde (assemblages à Bt-Sil-Qtz), peut être observée de façon relictuelle dans les grenats des gneiss à Grt-Sil. Enfin, la troisième phase de déformation est caractérisée par le développement de zones de cisaillement extensives ductiles ainsi que de plis associés à un phénomène d'anatexie.

L'étude structurale qui suit se propose d'illustrer en détail les deux phases principales de déformation afin de mieux contraindre les géométries des structures observées au sein de la ceinture des granulites.

▣ Structure générale

La *Figure II.3.4* représente des données de foliations (a) et de linéations (b), compilées par *Gaal et al. (1989)* et acquises lors de notre étude, ainsi qu'une coupe structurale à travers la LGB et les terrains adjacents (c). Les données représentées illustrent le caractère principal de la LGB qui est une structure arquée orientée N-S dans sa partie Nord et plutôt E-W dans sa partie Sud. Les foliations moyennes sont orientées N-S à NNW-SSE au Nord et E-W à WNW-ESE au Sud (*Figure II.3.4a*). Ces foliations sont généralement faiblement à moyennement pentées vers l'E (NE). Les pendages augmentent néanmoins depuis des valeurs inférieures à 30° vers l'extérieur de l'arc (partie occidentale) jusqu'à localement des valeurs proches de 90° vers l'intérieur de l'arc (partie orientale) (*Figure II.3.4a-c*). De plus, près de la

limite entre la LGB et le craton d'Inari, la direction du pendage peut être inversée et les foliations ont parfois des pendages forts vers le SW (*Figure II.3.4a*). La foliation est très bien marquée dans les parties Nord et Ouest de l'Arc où elle peut être localement mylonitique, tandis qu'elle est moins régulière dans la partie Est (à SE) de l'arc correspondant à la zone d'anatexie (*Figure II.3.1*). Les foliations dans la ceinture de Tana présentent les mêmes orientations que celles observées dans la LGB (*Figure II.3.4a-c*), avec une orientation moyenne sub-méridienne et un pendage faible vers l'Est.

Dans la LGB, les linéations d'étirement présentent des directions variées (*Figure II.3.4b*). Cependant, elles semblent être orientées plutôt N-S dans la partie la plus septentrionale et E-W dans la partie méridionale. Vers l'extérieur de la ceinture, elles sont plus régulières et orientées autour d'une direction NW à SW, perpendiculaire à la courbure de l'Arc (*Figure II.3.4b*).

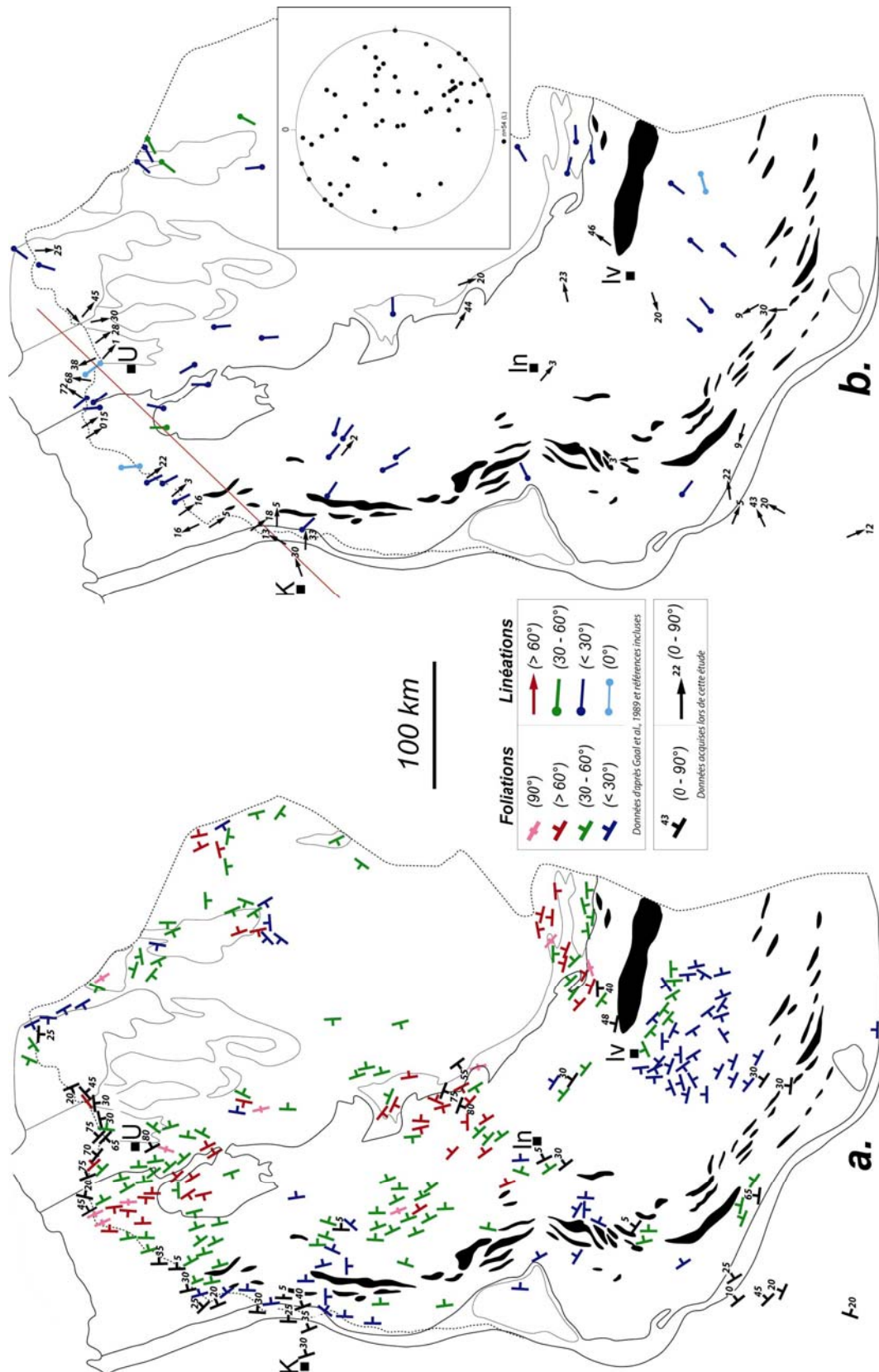


Figure II.3.4 : Carte des foliations (a) et des linéations d'étirement (b) dans la LGB et les terrains adjacents. Le stéréogramme (en haut à droite de la figure II.3.4b) illustre la distribution des linéations d'étirement. Le trait rouge correspond au trait de coupe de la figure II.3.4c. K (Karasjok), U (Utsjoki), In (Inari), Iv (Ivalo). Les données représentées en couleur sont d'après Gaal et al., 1989 (et références incluses) tandis que les données représentées en noir ont été acquises lors de ce travail.

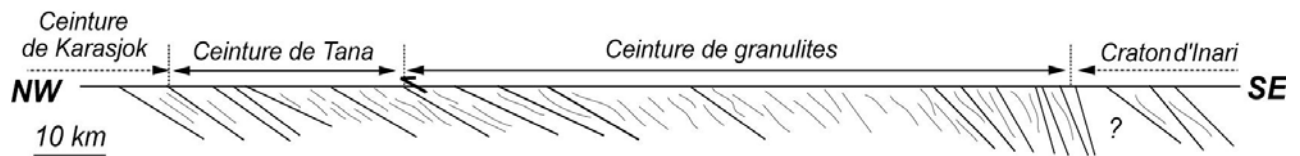


Figure II.3.4c : Coupe structurale NW-SE à travers la ceinture de granulites et les unités adjacentes (trait de coupe représenté sur la figure II.3.4b)

La Figure II.3.5 représente la compilation des mesures structurales (foliations et linéations d'étirement) acquises lors de cette étude, dans un diagramme triangulaire indiquant les champs où dominent respectivement les composantes : (1) d'étirement vertical et de raccourcissement horizontal, (2) d'étirement horizontal et de raccourcissement horizontal, (3) d'étirement horizontal et de raccourcissement vertical. Ces trois champs correspondent respectivement au domaines où la déformation est caractérisée par des composantes : (1) de fluage vertical, (2) de décrochements et (3) de fluage tangentiel. Les mesures sont concentrées dans le domaine où les foliations ont un faible pendage et les linéations d'étirement ont de faibles plongements (Figure II.3.5). Ceci souligne que la composante de fluage tangentiel domine à l'échelle de la zone étudiée.

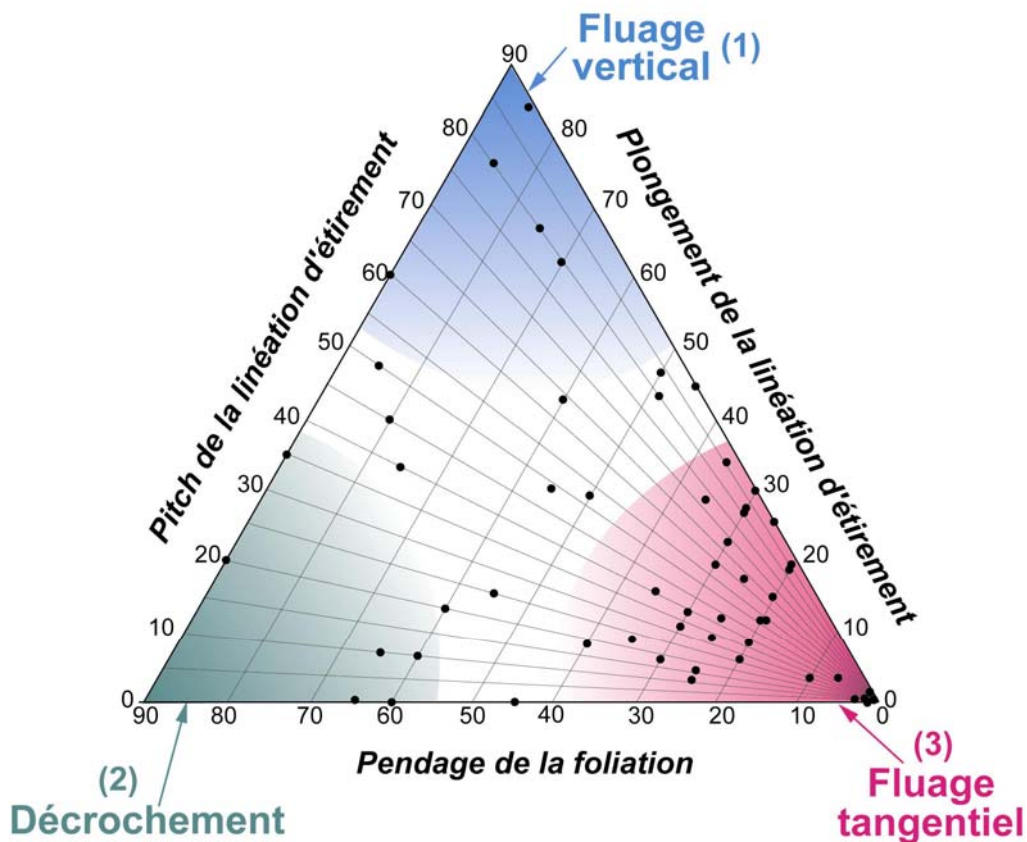


Figure II.3.5 : Diagramme triangulaire représentant les différentes composantes contrôlant le mode de déformation. Les données acquises lors de cette étude sont concentrées dans le domaine où la composante de fluage tangentiel domine.

▣ Les structures compressives

La phase compressive principale correspond au chevauchement du craton d’Inari sur la LGB et la TB, qui eux même chevauchent le domaine Karélien (e.g *Barbey et al., 1984 ; Barbey, 1986*). La foliation principale est alors acquise pendant cette phase majeure compressive et résulte de mouvements tangentiels dont le haut est dirigé vers l’extérieur de l’Arc (cad vers l’W-SW). Cette foliation est syn-granulitique, parfois peu marquée mais le plus souvent très régulière (*Figure II.3.6*), devenant même souvent mylonitique.

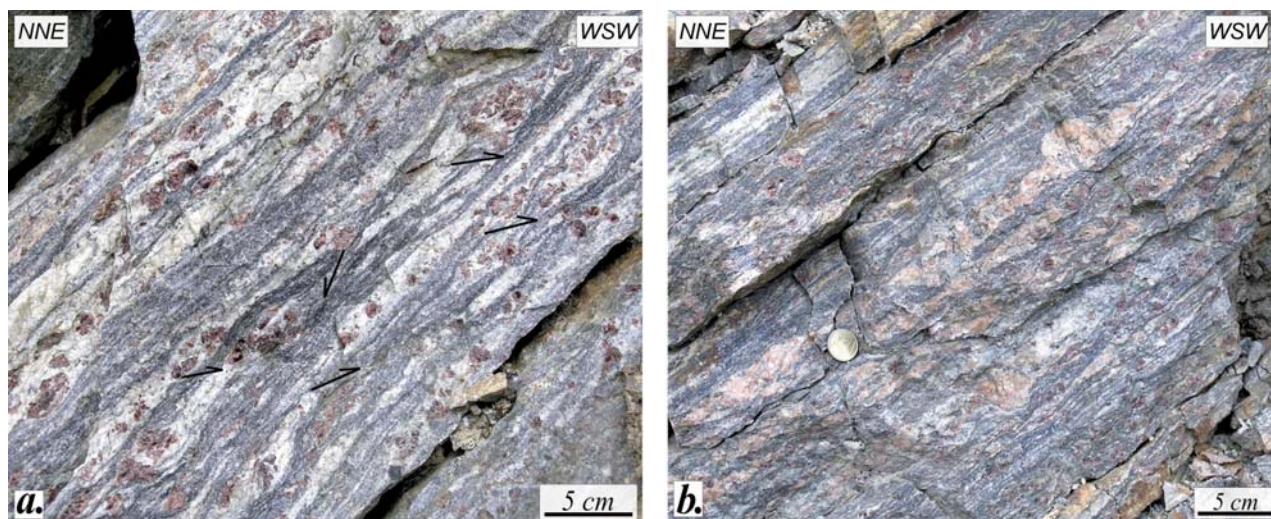


Figure II.3.6 : Photographies de granulites foliées (a) et mylonitiques (b)

La déformation compressive affecte également la ceinture de Tana ainsi que partiellement le craton d’Inari (*Barbey, 1986*). Des zones de cisaillement montrant des mouvements inverses sont associées à cette foliation principale (*Figure II.3.7a.b*). Localement, des plis synfoliaux déversés vers le SW, d’échelle centimétrique à métrique se développent et sont parfois associés à ces zones de cisaillement inverses. Tous ces critères structuraux montrent une cinématique compatible avec un mouvement du haut vers l’extérieur de l’arc.

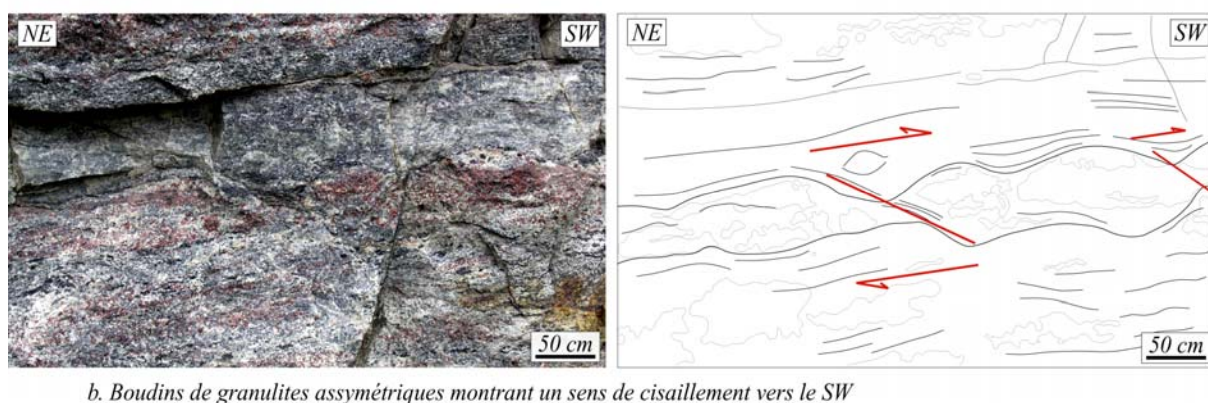
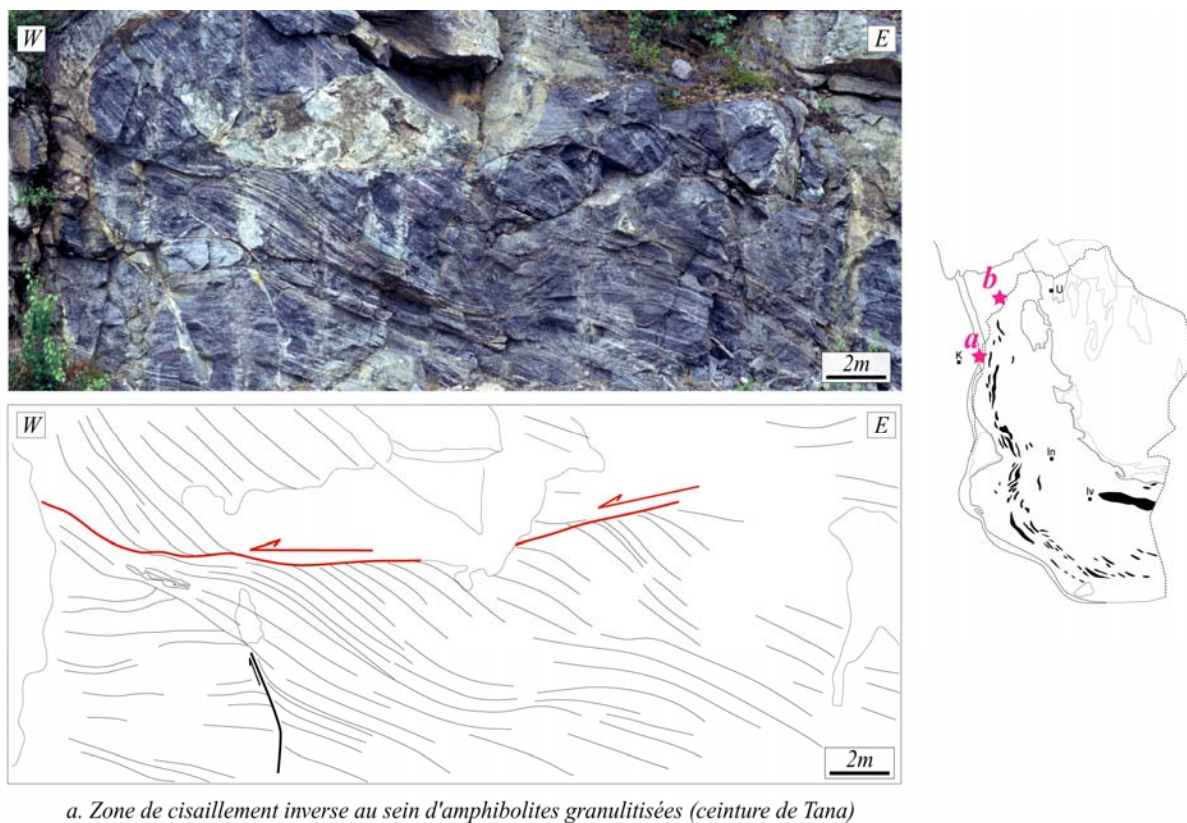


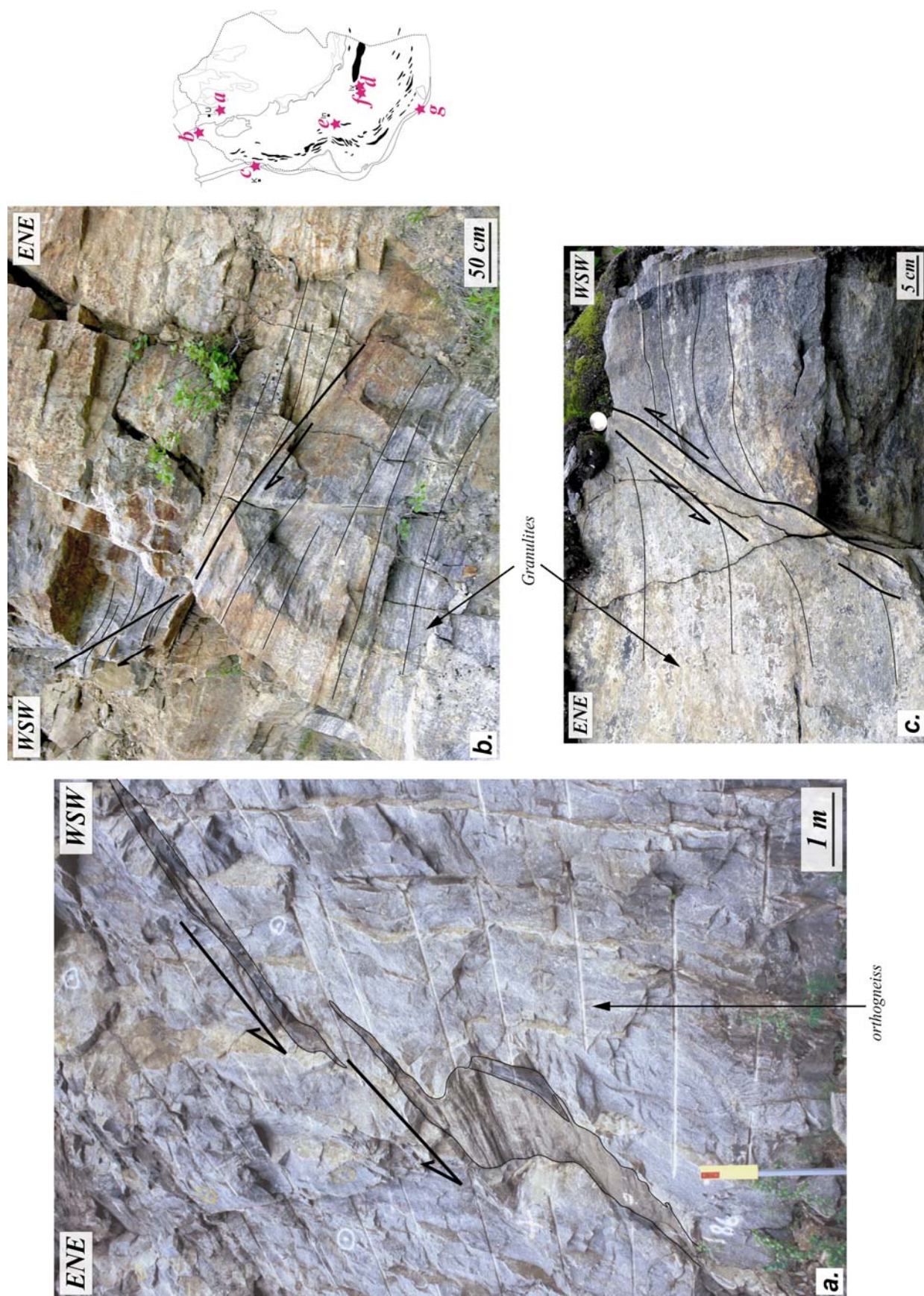
Figure II.3.7 : Photographies illustrant les structures associées à la phase chevauchante

▣ Les structures en extension

La foliation régionale, caractérisée par des structures chevauchantes, est localement déformée par des structures extensives. Ces structures correspondent à un épisode extensif syn-granulitique tardif par rapport à la phase chevauchante et qui n'est responsable, à l'échelle de la carte de la LGB, d'aucune grande structure majeure (e.g *Barbey et al., 1977 ; Barbey, 1986*). Des plis déversés vers le SE (*Figure II.3.8a*), ainsi que des zones de cisaillement

ductiles parallèles à l'arc indiquent des mouvements normaux à vergence Est dominante, tandis que les mouvements à vergence Ouest sont beaucoup plus restreints (*Figure II.3.8b-c*). Ces structures d'échelle réduite sont associées à des déplacements limités, essentiellement vers l'Est. Aucune zone de cisaillement majeure, susceptible par exemple de juxtaposer des unités présentant des degrés métamorphiques très différents, n'a été observée.

Dans l'unité granulitique, le développement des structures en extension est associée à une chute de pression et au développement d'une migmatisation donnant lieu à des anatexites à cordiérite (*Barbey et al., 1984*). Cette migmatisation affecte surtout le toit de la ceinture des granulites (région d'Ivalo-Inari) et les traces de celle-ci apparaissent comme nébulitiques sur la foliation majeure marquée par les chevauchements. La relation entre déformation extensive et migmatisation est visible sur le terrain. En effet, certains mobilisats (leucosomes) se localisent au sein de zones de cisaillement extensives, ce qui indique que les phénomènes sont contemporains (*Figure II.3.8d*). Parfois, ces zones de cisaillement montrent une déformation importante et les mobilisats migmatitiques qui leur sont associés sont totalement transposés et très déformés. Certaines zones de cisaillement normales, sans doute plus précoces, sont plus ou moins effacées par une intense migmatisation (*Figure II.3.8e*). Les structures en extension sont souvent syn-granulitiques (*Figure II.3.8c.e.f*) mais sont surtout fondamentalement liées aux migmatites (*Figures II.3.8*). Aucune structure extensive associée à des paragenèses de faible degré n'a été observée. Les bandes de cisaillement extensives, visibles en plusieurs endroits dans la LGB, affectent également les roches de la base du craton d'Inari (*Figure II.3.8a*) ainsi que les roches de la ceinture de Tana (*Figure II.3.8g*).



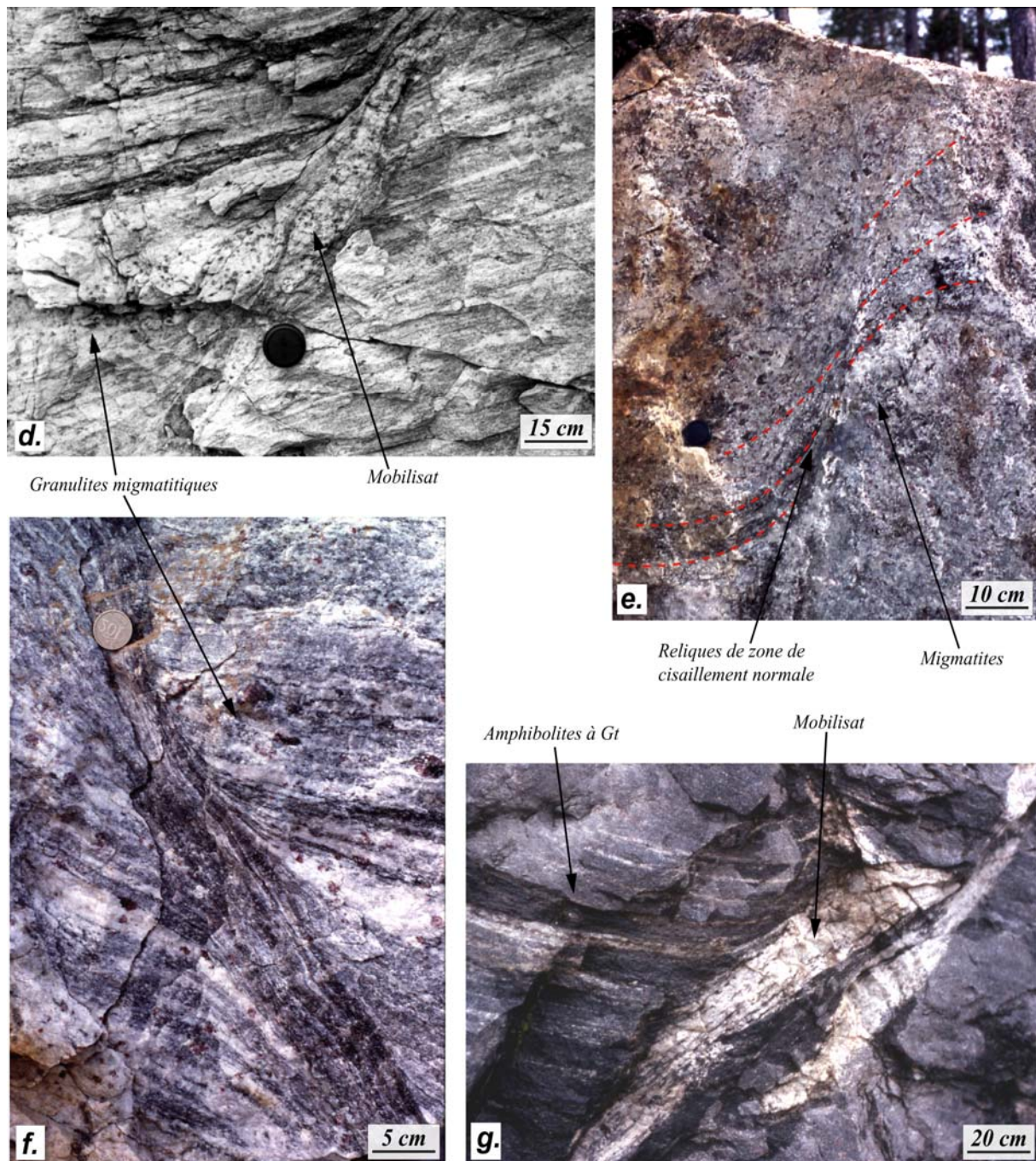


Figure II.3.8 : Photographies illustrant les structures associées à la phase en extension : (a) Plis déversés vers le NE au sein d'orthogneiss en faciès amphibolite supérieure ; (b) SZ normale le haut vers l'ENE au sein d'amphibolites granulitisées ; (c) SZ normale le haut vers l'ENE au sein de granulites ; (d-e-f-g) détails de SZ normales parfois syn-granuliques mais toujours syn-migmatitiques.

Résumé de l'analyse structurale :

Les résultats de l'étude structurale montrent que la structuration principale de la ceinture de granulites est acquise lors d'une phase compressive pendant laquelle se développe une schistosité principale associée à des mouvements chevauchants vers l'extérieur de l'arc. Une seconde phase de déformation tardi-granulitique (mais synchrone d'un épisode de migmatisation) est associée au développement de structures en extension (zones de cisaillement normales, plis déversés vers l'E). Toutes les structures en extension indiquent des mouvements le haut essentiellement vers l'Est.

II. 3. 3. ANALYSE PETROLOGIQUE

II.3.3A. La ceinture de granulites (LGB)

L'étude pétrologique qui suit se propose d'illustrer en détail les paragenèses observées lors des différentes étapes du chemin prograde et rétrograde des roches de la LGB et de relier les structures observées et décrites précédemment avec les différentes étapes du métamorphisme. Les relations (en terme d'évolution de température et pression) entre la ceinture de granulites et les unités adjacentes (la ceinture de Tana ainsi que le craton d'Inari) seront également illustrées et discutées.

▣ Le métamorphisme prograde

L'assemblage prograde conservé dans les métapélites de la LGB correspond à une paragenèse à Bt-Sil-Qtz (+/- graphite, spinelle) (*Barbey et al., 1984*). La biotite et la sillimanite sont uniquement visibles sous forme d'inclusions dans le grenat (*Figure II.3.9*). La présence de ces paragenèses ainsi que l'absence de l'association Ms+Qtz ou d'anatexie permettent une estimation de conditions PT autour de 500-700 MPa et 600-700°C (*Barbey et al., 1984*). Le développement de ces paragenèses est relié à la première phase structurale durant laquelle une schistosité précoce est développée parallèlement au litage (*Barbey et al., 1984 ; Barbey, 1986*).

Localement, de rares existences de disthène précoce ont été signalées à la base de la ceinture de granulites dans les parties Norvégienne et Russe (*Krillova et al., 1982 ; Krill, 1985*). Le disthène est beaucoup plus souvent observé dans les roches de la ceinture de Tana et également dans la ceinture de Karasjok (*Krill, 1985*).

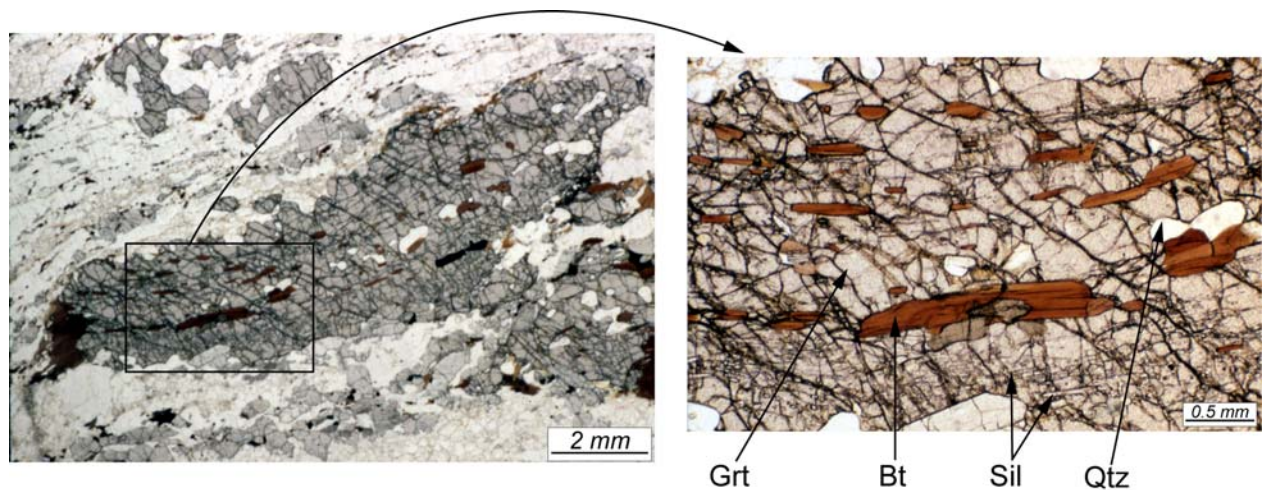


Figure II.3.9 : Grenat avec des inclusions de Bt-Sil-Qtz, au sein de granulites (SE d'Ivalo)

▣ Le pic métamorphique

Le pic métamorphique correspond au faciès granulite et est caractérisé par les assemblages fréquents et typiques à Grt-Sil-Kfs dans les roches pélitiques et à Grt-Cpx-Pl ou Opx-Pl dans les roches mafiques (Figure II.3.10).

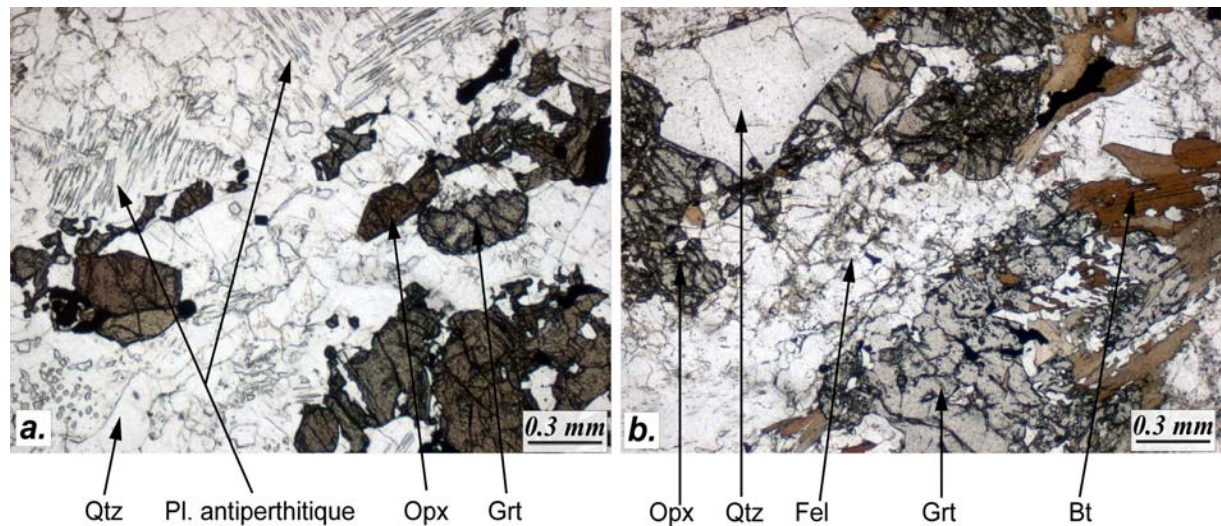


Figure II.3.10 : Photographies de lames minces montrant la paragenèse typique caractérisant le pic métamorphique, atteint en faciès granulite, (a) Assemblage à Qtz-Pl-Opx (Grt) et (b) Assemblage à Opx-Bt-Grt-Qtz-Fel.

Des mesures de densité dans des inclusions fluides piégées dans des gneiss (Mohammed, 1972 ; Klatt, 1980 ; Barbey, 1986) ainsi que des études thermobarométriques sur des granulites mafiques (Convert, 1981 ; Raith et al., 1982 ; Newton et Perkins, 1982 ; Barbey,

1986) suggèrent que les conditions PT associées au pic métamorphique sont proches de 750 MPa et 800°C. Le pic métamorphique serait alors contemporain de la phase principale de déformation durant laquelle des chevauchements accommodent l'enfouissement des métasédiments constituant la LGB et la schistosité principale observée au sein de la LGB est développée (*Figure II.3.11*).

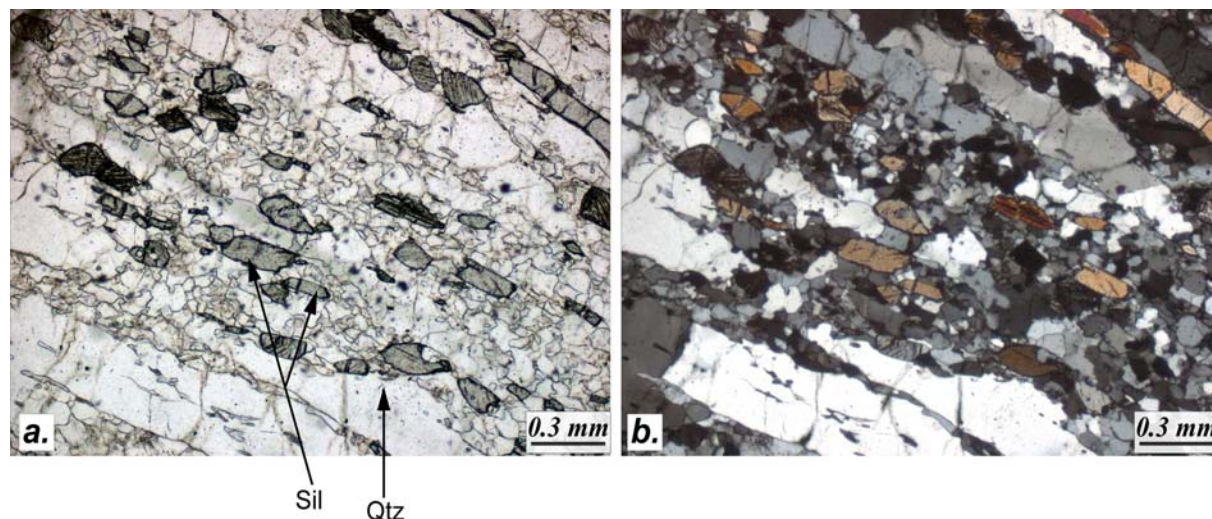


Figure II.3.11 : Photographies de lame mince illustrant la texture primaire associée à la déformation chevauchante majeure (texture mylonitique) soulignée par l'assemblage à Qtz-Sil (\pm Ort-Pl) en LPNA (a) et LPA (b).

▣ Le métamorphisme rétrograde

Le début de l'histoire rétrograde est toujours syn-granulitique et s'exprime par le développement de cordiérites qui correspond à une chute de pression. Les paragenèses observées dans les granulites, typiques de ce stade, correspondent à des assemblages à Grt-Crd-Sil ; Grt-Crd-Bt-Kfs-Sil ou Grt-Crd-Opx (\pm anthophyllite) (*Figure II.3.12*). Ces paragenèses suggèrent des conditions PT d'équilibration proches de 550 MPa et 750°C (*Barbey et al., 1984*). Leur développement est associé à une migmatisation importante donnant souvent lieu à des anatexites à Crd (*Figure II.3.13*). Les relations géométriques entre la migmatisation et les bandes de cisaillement normales (*Figures 3-8d.e.g*) soulignent leur contemporanéité.

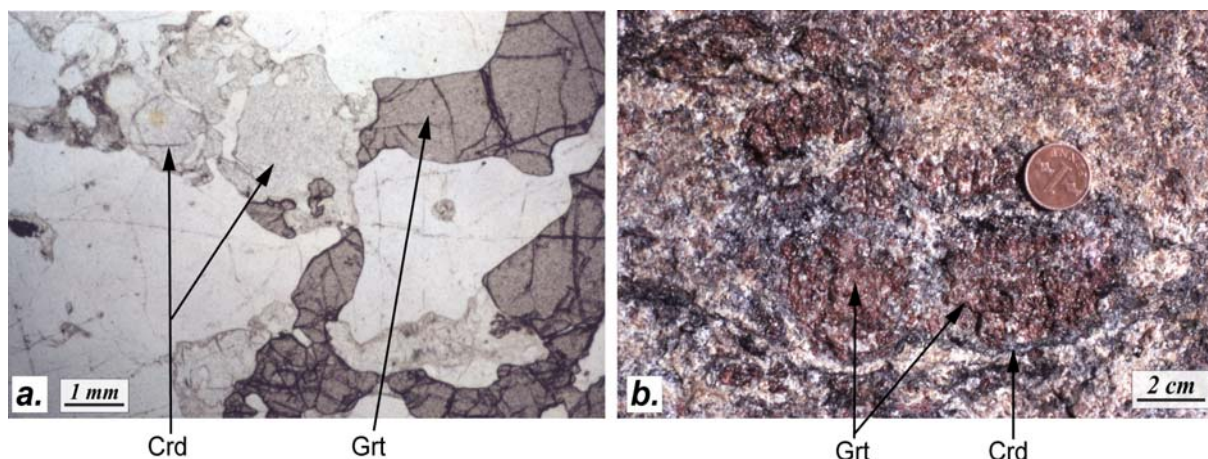


Figure II.3.12 : (a) Photographie de lame mince (LPNA) montrant des grenats qui se transforment en cordiérite (au nord d'Ivalo) et (b) photographie de grenats auréolés de cordiérite au sein de granulites migmatisées (au SW de l'arc, vers Kuttura).

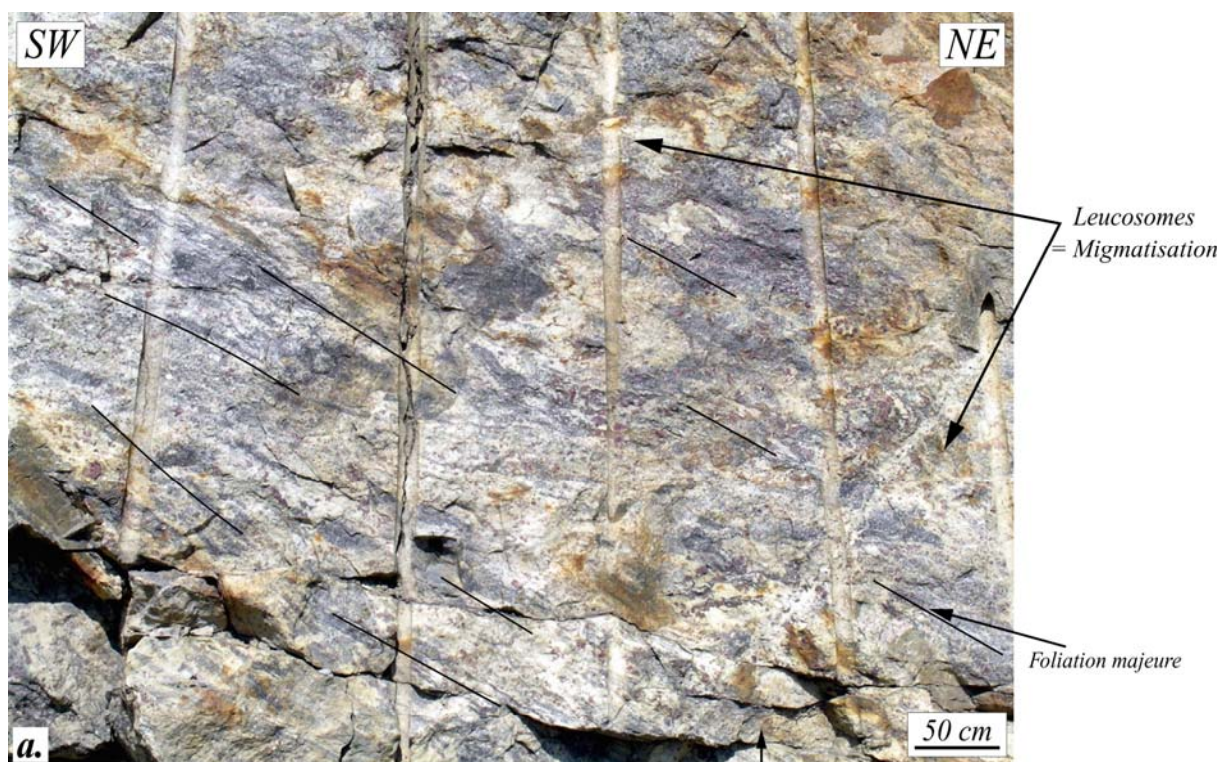


Figure II.3.13a. Granulites migmatisées

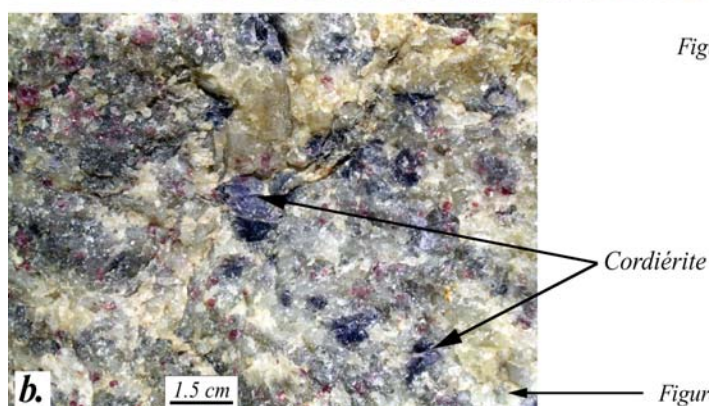


Figure II.3.13b. Détail de granulite migmatitique à Cd

Figure II.3.13 : Photographies illustrant la migmatisation progressive des granulites et le développement de cordiérite.

La suite de l'histoire rétrograde est marquée par le passage progressif vers les faciès amphibolite et schiste vert. Les assemblages caractéristiques rencontrés sont successivement des paragénèses à Crd-Bt-And-Kfs, Grt-Bt-And et Grt-Bt suggérant des conditions PT d'équilibration proches de 300 MPa et 550°C (Barbey *et al.*, 1984) (Figure II.3.14) puis des paragénèses à prehnite – épidote – Chl – Qtz (ainsi qu'un fluide aqueux riche en NaCl ($\approx 25\%$) piégé dans des inclusions fluides) suggérant des conditions PT de l'ordre de moins de 200 MPa et 350°C (Barbey *et al.*, 1984). Cette fin de l'histoire rétrograde est associée au développement à petite échelle, de plis anguleux, de cisaillements et d'accidents associés ou non à des mylonites et des pseudotachylites (Wright *et al.*, 1978).

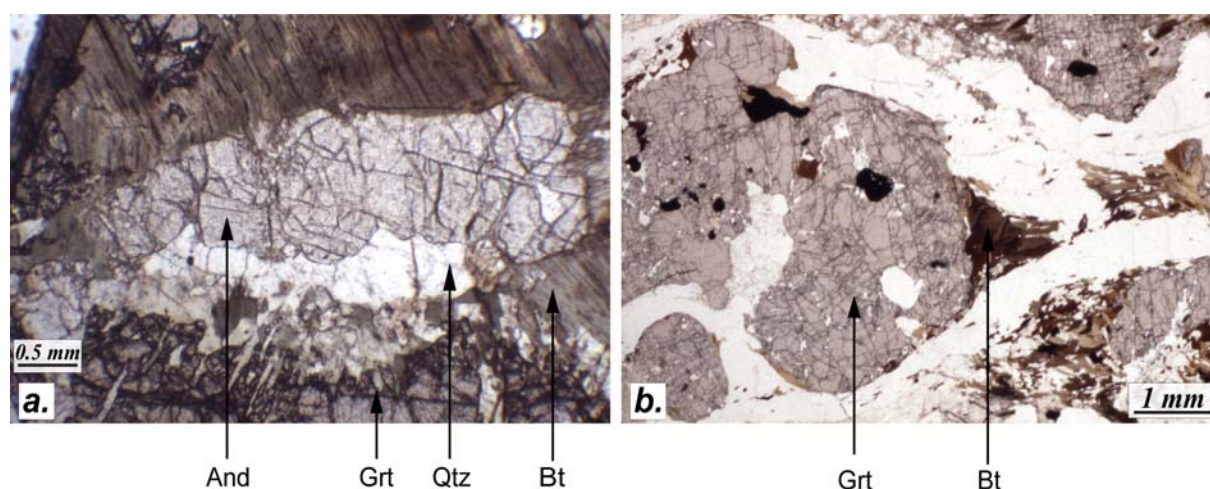


Figure II.3.14 : Photographies de lames minces (LPNA) montrant (a) un assemblage Grt-And-Qtz-Bt (à l'Est d'Ivalo) et (b) une transformation Grt-Bt (au Nord d'Ivalo), illustrant la suite du trajet rétrograde au sein de la ceinture de granulites.

▣ Estimation du trajet PT

Le trajet prograde est plutôt documenté dans la LGB et est caractérisé par des assemblages à Bt-Sil-Qtz en inclusions dans des porphyroblastes de grenats au sein de métapélites. Le disthène n'a jamais été observé en tant que phase prograde au sein des parties supérieure et moyenne de la LGB et a été décrit très localement vers la base de la ceinture en Norvège et en Russie (Krilova *et al.*, 1982 ; Krill, 1985). Le disthène est cependant souvent observé dans la ceinture de Tana et la ceinture de Karasjok sous-jacentes. Ceci indique que le disthène était une phase prograde stable à la base de la pile litho-tectonique et ceci suggère alors des chemins différents pour les différentes unités.

Le pic métamorphique est atteint pendant l'épisode majeur de chevauchement et est accompagné de réactions de fusion-déshydratation (*Barbey et Raith, 1990*). Il est caractérisé par des conditions PT proches de 850°C et 8 MPa, avec une phase fluide riche en CO₂ ($X_{CO_2} > 0.8$) (*Klatt, 1980*) (*Figure II.3.15*).

Le stade de haut grade se prolonge et correspond alors à une anatexie pervasive associée à une décroissance de la pression, localisée surtout dans les parties moyenne et supérieure de la ceinture. Cet épisode est associé au développement de zones de cisaillement ductiles normales. L'assemblage typique dans les métapélites (Grt+Crd+Sil+Qtz+Kfs+Pl) contient des cordiérites qui croissent aux dépens des grenats. Des estimations thermobarométriques (*Barbey et al., 1984 ; Raith et Raase, 1986*) ainsi que des estimations de la température et la pression à partir de zonations de compositions au sein de grenats et cordiérites associés (*Perchuk et al., 2000a*) indiquent que les conditions PT évoluent depuis 830°C et 720MPa jusqu'à 760°C et 620 MPa (*Figure II.3.15*). *Perchuk et al. (2000a)* indiquent l'existence de petits grenats formés aux dépens de la cordiérite. Cependant, les grenats qu'ils observent en lame mince (voir leur figure 4d) correspondent simplement à des grains de grenat arrondis et xénomorphes inclus dans une cordiérite. Des reliques de tels grains de grenats arrondis dans de la cordiérite sont fréquemment observées au sein des métatexites et diatexites de la LGB et résultent de la transformation de Grt-Sil-Qtz en cordiérite (*Barbey, 1986*). De plus, comme le montrent *Boullier et Barbey (1988)*, des grenats issus d'une nouvelle croissance à partir de cordiérite (qui correspondrait à une réaction inverse) montrent des textures différentes et correspondent toujours à des minéraux automorphes et associés à de fines aiguilles de sillimanite. Les grenats que décrivent alors *Perchuk et al (2000a)* ne correspondent donc pas à une nouvelle croissance de grenat au dépens de la cordiérite mais bien à des reliques de grenats en inclusion dans des cordiérites.

Enfin, la suite du trajet rétrograde est caractérisée par des réactions d'hydratation correspondant surtout à la transformation d'orthopyroxène en Bt+Qtz et de grenat en Sil+Bt+Qtz puis en And+Bt+Qtz. Ceci permet de contraindre la suite du trajet vers 500-550°C et 300-350 MPa (*Barbey et al., 1984 ; Raith et Raase, 1986*) (*Figure II.3.15*).

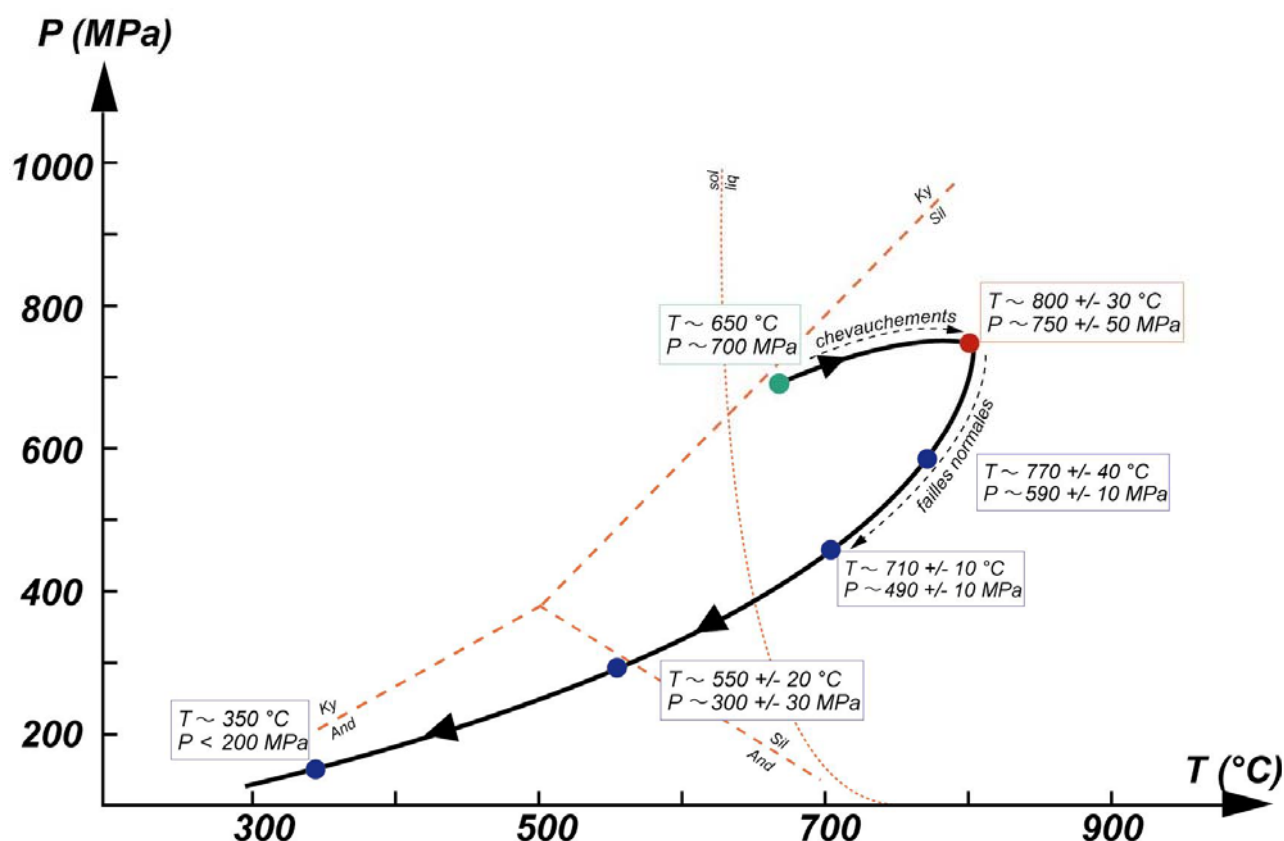


Figure II.3.15 : Trajet PT dans la ceinture de granulites (Modifié d'après Barbey et al., 1984).

Même s'il existe des incertitudes sur les estimations P-T, le **trajet rétrograde** représenté sur la Figure II.3.15 montre une **décompression syn-refroidissement** régulière générale. Plus en détail, le début de ce trajet est caractérisé par une courte étape surtout marquée par une décompression (entre 800 et 710°C et 750 à 490 MPa), puis la suite du trajet rétrograde associe plus nettement décompression et refroidissement. La forme de la courbe illustrant ce stade rétrograde est convexe par rapport à l'axe des températures et suit en partie un géotherme perturbé.

II.3.3B. Relations entre la LGB et les terrains adjacents

La ceinture de granulites repose sur la ceinture de Tana à l'Ouest et est en contact avec le craton d'Inari à l'Est. De ce fait, la mise en place de la LGB a dû avoir une influence en terme de changements minéralogiques (liés à une modification des conditions PT) dans les unités voisines (TB et Craton d'Inari).

▣ Données existantes

La *Figure II.3.16* représente les zones métamorphiques (a) ainsi que la carte géologique (b) le long du profil POLAR (*Gaal et al., 1989*). La *Figure II.3.16* montre que des variations de température et de pressions significatives existent le long du profil. Du NE au SW : (1) le craton d'Inari présente des températures décroissantes depuis sa limite avec la ceinture de granulites (bordure Ouest) jusqu'à l'intérieur du craton (depuis 750°C jusqu'à 700°C); (2) la ceinture de granulite présente un gradient de température et pression croissant vers sa bordure occidentale (depuis près 760°C-650 MPa jusqu'à 800°C-700 MPa); (3) la ceinture de Tana présente une température moyenne de 730°C pour une pression autour de 700 MPa; (4) la ceinture de Karasjok (Kittilä) montre des conditions métamorphiques de plus bas grade (600-650°C et 230-500 MPa) mais présente une augmentation de ses conditions PT au contact avec la ceinture de Tana (jusqu'à localement 710°C et 800-900 MPa). Les estimations de pression au sein du craton d'Inari et de la ceinture de Tana sont surestimées et ne devront pas être prises en compte (*Raith et Raase, 1986*).

Ces observations illustrent le fait que : (1) le craton d'Inari semble se réchauffer au contact avec la LGB, (2) la LGB présente un plus haut grade métamorphique vers sa base (donc vers le contact avec la ceinture de Tana (TB)) que vers son toit, (3) la ceinture de Tana présente un grade métamorphique plus fort au contact avec la LGB, et (4) la ceinture de Karasjok semble aussi avoir un métamorphisme de plus haut grade au contact avec la TB. Ainsi, la mise en place de la LGB semble influencer thermiquement non seulement les unités chevauchées mais aussi l'unité chevauchante qu'est le craton d'Inari.

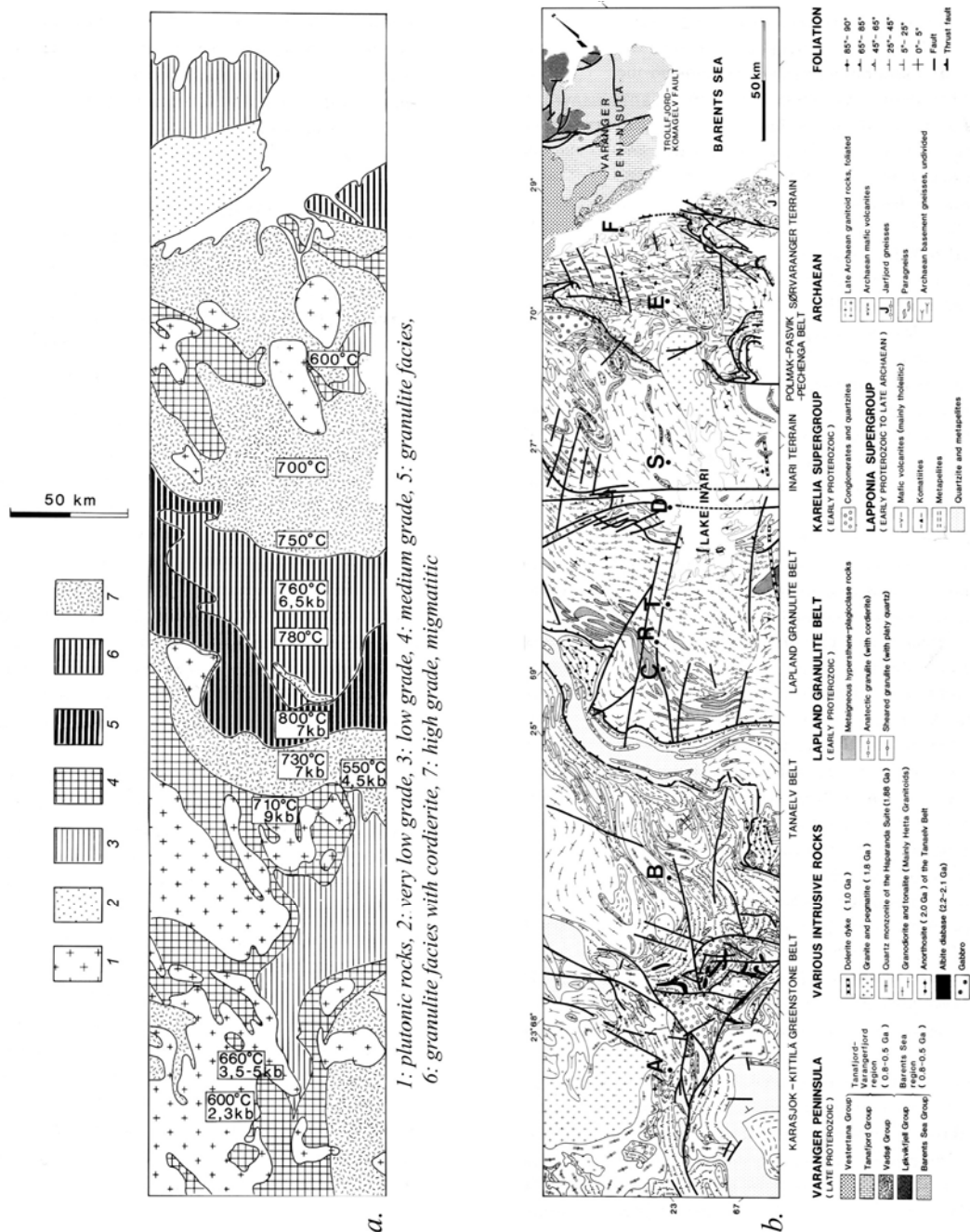


Figure II.3.16 : (a) Carte des zones métamorphiques et (b) carte géologique le long du profil POLAR (Gaal et al., 1989 et références incluses). L'encart localise le profil POLAR (Gaal et al., 1989).

Sur la base d'estimations de pression et température proches de celles proposées par *Gaal et al (1989)*, *Raith et Raase (1986)* ont également montré qu'un gradient de température et de pression existait à travers la LGB (avec des températures et pressions depuis près de 750°C-620 MPa jusqu'à 820°C-700 MPa depuis la partie supérieure jusqu'à la base de la ceinture) (*Figures II.3.17-18*). Ces changements de température et pression sont considérés comme reflétant une rééquilibration plus avancée dans les parties moyennes et supérieures de la ceinture pendant leur exhumation, plutôt qu'un gradient vertical lié au stade extensif (*Raith et Raase, 1986*) (*Figures II.3.17-18*).

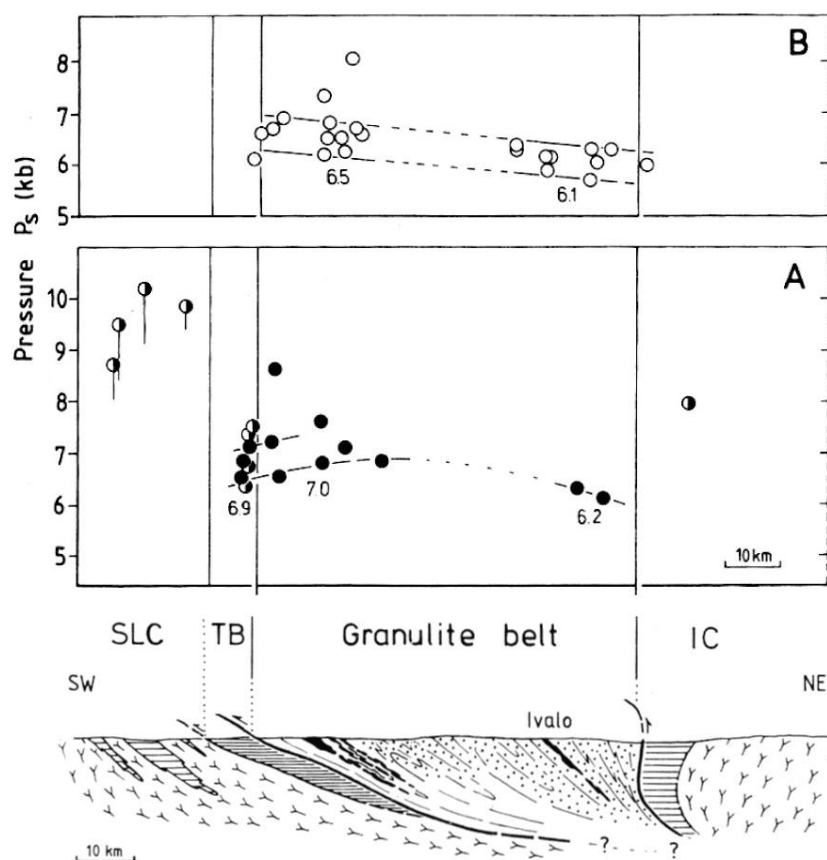


Figure II.3.17 : Estimations des variations de pression le long d'une coupe NW-SE passant par Ivalo (*Raith et Raase, 1986*).

De même, les estimations de température et de pression représentées sur la *Figure II.3.16* ne représentent pas nécessairement des épisodes métamorphiques contemporains. Ainsi, les variations latérales de température et pression représentées peuvent également correspondre à des histoires métamorphiques différentes et leur interprétation ne peut être faite sans prendre en considération les possibles diachronismes entre les différentes valeurs représentées.

• *Les ceintures de Tana et de Karasjok*

La transition entre la LGB et les ceintures de Tana (TB) et de Karasjok (KGB) sous jacentes est caractérisée par une décroissance significative en température (*Krill, 1985 ; Raith et Raase, 1986 ; Perchuk et al., 2000b*) (*Figure II.3.18*). Ce gradient thermique inverse (depuis plus de 800°C dans la LGB jusqu'à 500°C dans la KGB, sur une distance de 20 km environ) est considéré par les auteurs comme reflétant le chevauchement d'une unité chaude sur un socle plus froid. La zone étroite de rééquilibration thermique entre les granulites de la LGB et les unités plus froides sous jacentes correspond surtout à la ceinture de Tana.

Les profils de températures représentés sur la *Figure II.3.18* montrent que le contact entre la LGB et les unités sous jacentes ne correspond pas à un chevauchement majeur mais plutôt à un contact graduel comme le proposaient *Berthelsen et Marker (1986)*. Ces auteurs ont montré que la ceinture de Tana correspondrait à une ceinture cisailante très déformée qui serait constituée de différentes lithologies d'âge paléoprotérozoïque et archéen (2.5 à 1.9 Ga). Cette augmentation de grade métamorphique est illustrée sur le terrain par une granulitisation progressive des roches en amphibolite faciès de la TB, au contact avec la LGB (apparition de leucosomes à Grt et/ou développement de l'assemblage Opx (Cpx)-Pl-Grt associé à la disparition des amphiboles). Ceci indique donc que lors de sa mise en place, la ceinture de granulites a réchauffé la ceinture de Tana sous-jacente et a ainsi provoqué le développement d'un métamorphisme inverse au sein de celle-ci.

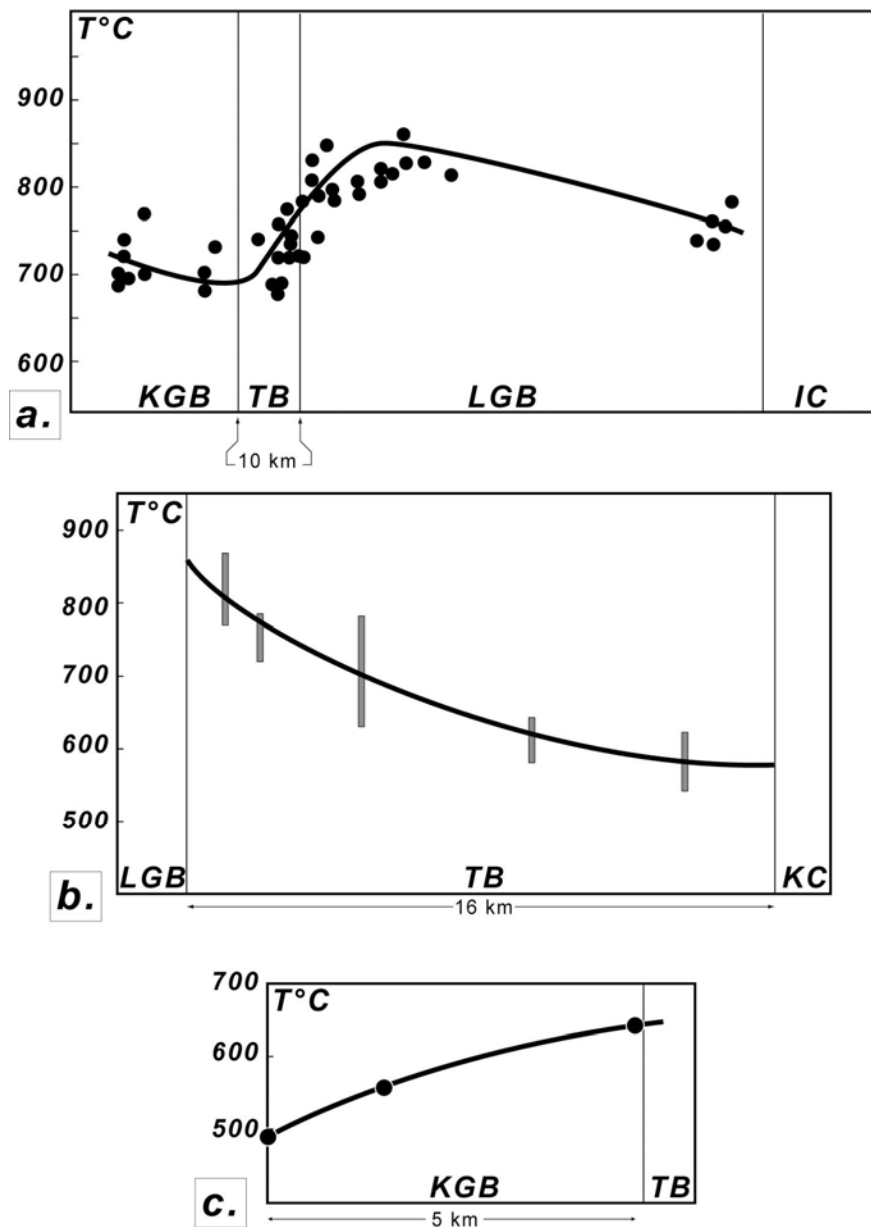


Figure II.3.18 : Exemples de profils de température dans la LGB et les unités adjacentes. (a) Profil NE-SW depuis le contact oriental des granulites jusqu'à la ceinture de Karasjok (d'après Raith et Raase, 1986), (b) Profil N-S au sein de la TB, au sud de la LGB (d'après Perchuk et al., 2000b), (c) Profil dans la ceinture de KGB au contact de la TB (d'après Krill, 1985). KGB : Karasjok Greenstone Belt ; TB : Tanaelv Belt ; LGB : Lapland Granulite Belt ; IC : Inari Craton.

L'évolution prograde et rétrograde de la ceinture de Tana en Russie a été étudiée par Perchuk et al. (2000b). Trois zones métamorphiques sont enregistrées du sud vers le nord, sous la LGB : une zone à Chl+St repose sur le craton Karélien puis passe progressivement à une zone à Ky+Bt qui se situe sous une zone d'amphibolite à grenats. Dans la zone à Ky-Bt, deux types de disthènes sont décrits : un premier groupe totalement transformé mais toujours associé à des intercroissances de micas est considéré comme prograde ; un second groupe caractérisé

par des cristaux automorphes recoupant les micas est considéré comme rétrograde. Le chemin P-T reconstruit (grâce au baromètre Ms-Bt-Ky-Qtz et au thermomètre Grt-Bt) se trouve dans le champ de stabilité du disthène, près de la transition Ky-Sil.

Krill (1985) décrit une séquence de paragenèses plus détaillée à travers la TB et la KGB, dans la partie Norvégienne à l'ouest de la ceinture de granulites. La succession d'assemblages de minéraux est la suivante : Ms+Fe-Chl+Qtz; St; St+Ky; Ms+Qtz+Sil+St; Grt+Sil+Qtz. Des assemblages à Opx+Qtz et Sil+Kfs sont stables dans la ceinture de Tana, au contact avec la LGB. Les températures augmentent depuis 400°C dans la partie occidentale de plus bas grade de la KGB jusqu'à plus de 750°C dans la TB, au contact avec la LGB. Les estimations PT du début de la zone de haut-grade au sein de la KGB se situent autour de 640°C et 600 MPa (*Krill, 1985*). *Raith et Raase (1986)* ont également montré que les conditions PT, au sein de la ceinture de Tana, étaient proches de 730°C et 700 MPa.

Toutes ces estimations suggèrent que l'évolution prograde des ceintures de Tana et de Karasjok, situées sous la ceinture de granulites, ait commencé dans le champ de stabilité du disthène puis ait évolué vers le champ de stabilité de la sillimanite, avec un trajet P-T de type horaire.

• **Le contact entre la LGB et le craton d'Inari**

Le craton d'Inari correspond à des granites et des ceintures de roches vertes (*Meriläinen, 1976*) intrudés par des roches plutoniques d'âge paléoprotérozoïque. La zone de transition entre le craton et la LGB est soulignée par une zone étroite (« Nellimö Schist Zone » de *Meriläinen, 1976*) constituée de roches vertes et de métapélites contenant des assemblages du faciès amphibolite (Hbl+Pl±Grt ; Hbl+Pl±Cpx) jusqu'au faciès granulite (Pl+Opx+Grt ; Pl+Cpx+Opx dans les roches mafiques ; Grt+Sil dans les roches felsiques). Les relations en terme de structures et de métamorphisme entre la LGB et le craton d'Inari sont assez mal contraintes. Une partie de ce travail consistera donc à regarder quelle aurait pu être l'influence de la mise en place de la ceinture de granulites sur le craton d'Inari en terme d'évolution P-T.

▣ Les nouvelles données

Si les relations entre la ceinture de Tana et la ceinture de granulites sont bien contraintes (en terme d'évolution métamorphique et structurale); les relations entre la LGB et le craton d'Inari ne sont toujours pas bien connues. C'est pourquoi, l'étude qui suit se propose de ne pas déterminer de nouveau en détail les relations entre la ceinture de Tana et la LGB mais de se focaliser surtout sur les relations entre la LGB et le craton d'Inari. Des observations de terrain combinées à la détermination de paragenèses en lames minces ainsi que des analyses microsondes nous permettent ici de mieux comprendre quelle a été l'influence de la mise en place de la ceinture de granulites au contact du craton d'Inari.

● *Relations entre la LGB et la ceinture de Tana sous-jacente*

La ceinture de Tana montre une zonation métamorphique inverse au contact avec la LGB. Ceci est illustré par une granulitisation progressive aux dépens des amphibolites caractérisant la ceinture de Tana. Ce gradient métamorphique est continu depuis l'extérieur de la TB jusqu'au contact avec la LGB et l'intensité de la granulitisation augmente progressivement jusqu'à la déstabilisation totale des amphiboles. Cette augmentation du degré métamorphique est illustrée sur le terrain par l'apparition de leucosomes à Gt puis de leucosomes à Opx au sein des amphibolites de la ceinture de Tana qui montrent ainsi un début de granulitisation (*Figure II.3.19*).

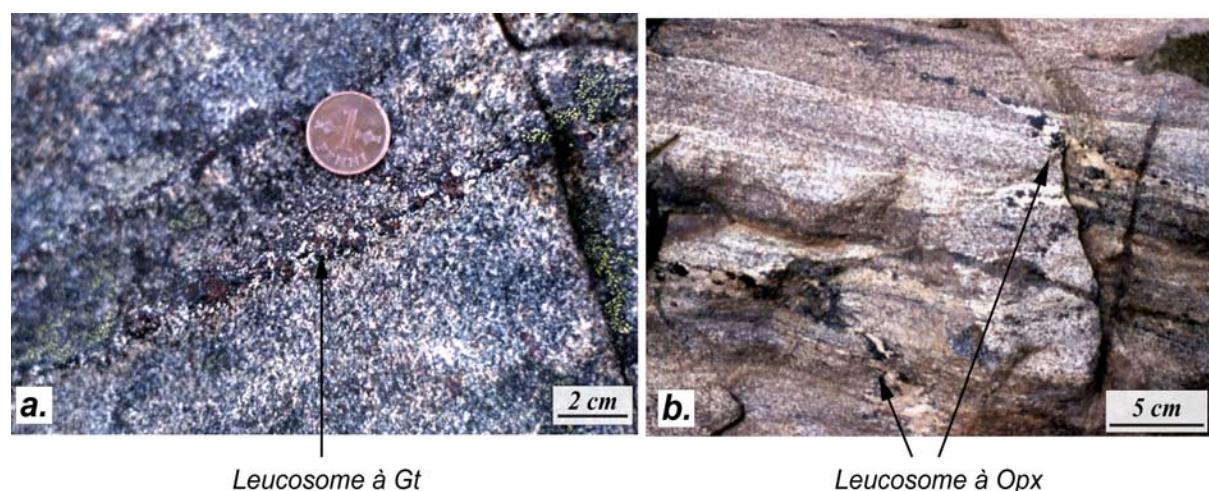


Figure II.3.19 : Photographies de leucosomes à Gt (a) et de leucosomes à Opx (b) au sein de la ceinture de Tana montrant la granulitisation progressive des amphibolites de cette ceinture.

• Relations entre la LGB et le Craton d'Inari

Dans le craton d'Inari, lorsque l'on se rapproche de la LGB, des transformations minéralogiques montrent une granulitisation des orthogneiss à Grt appartenant au domaine cratonique. Cette transformation est illustrée sur les photographies de lames minces de la *Figure II.3.20*. La roche « initiale » consiste en un orthogneiss à Grt-Pl-Qtz-Am, indiquant un métamorphisme de faciès amphibolite. A la base de l'unité, la granulitisation s'exprime par la réaction $\text{Am} + \text{Qtz} + \text{Pl} \rightarrow \text{Opx} + \text{Liq} (+/- \text{Grt})$ qui provoque la déstabilisation des amphiboles et produit des pyroxènes et du grenat. Cette transformation incomplète est visible sur les *Figure II.3.20a-b-c* où co-existent encore Qtz-Pl-Opx(-Grt)-Am. A ce stade, les pyroxènes et les grenats sont surtout concentrés près des leucosomes. Les roches fortement granulitisées sont marquées par une totale déstabilisation de l'amphibole, les pyroxènes ainsi que les grenats restant stables (*Figure II.3.20d*). A ce stade, les pyroxènes sont visibles partout dans la lame (et plus seulement à proximité des leucosomes).

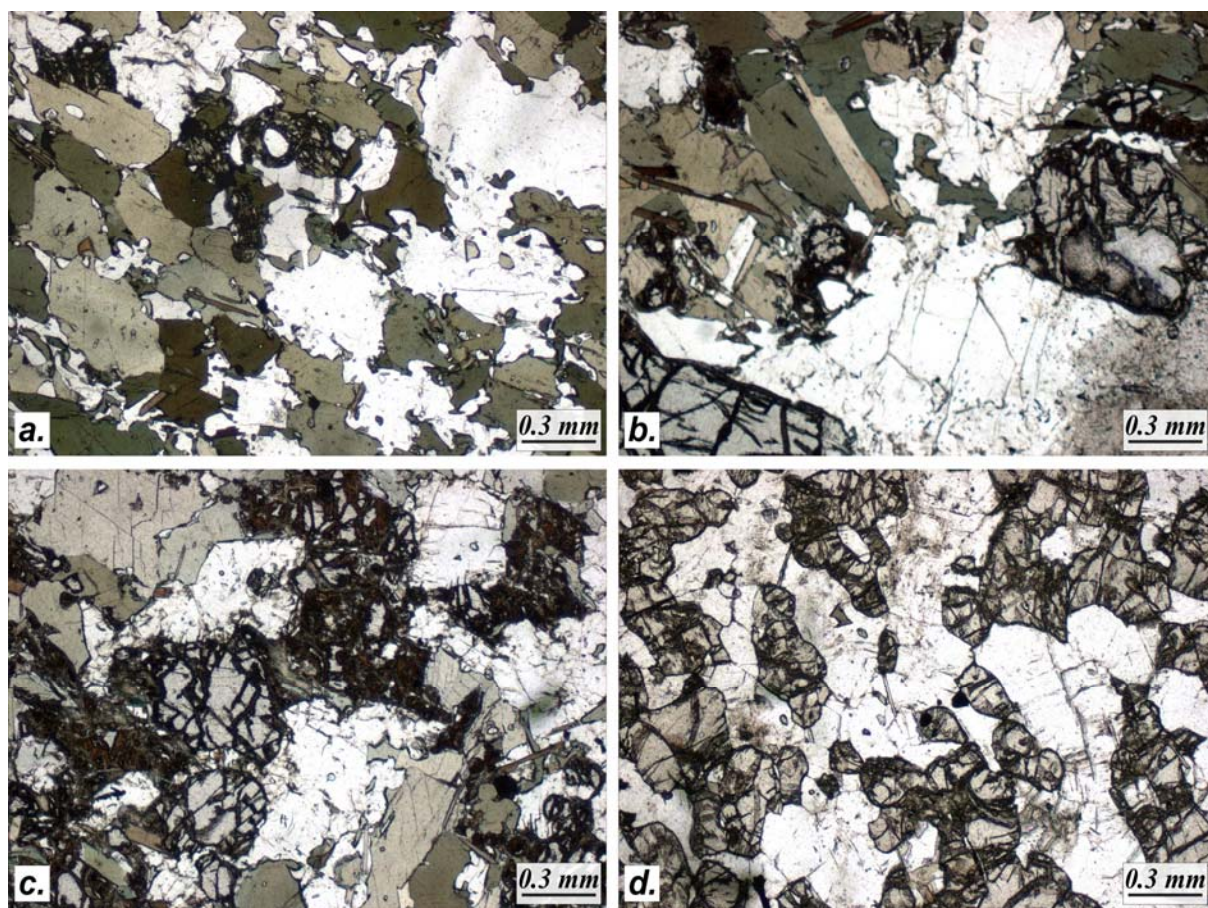


Figure II.3.20 : Photographies de lames minces illustrant la granulitisation progressive d'amphibolites du craton d'Inari (au Nord d'Utsjoki). (a-b-c) développement de Grt et Opx aux dépens des amphiboles, (d) granulitisation totale, les amphiboles se sont totalement transformées en Grt - Opx.

La granulitisation progressive de la base du craton d'Inari est également visible sur le terrain puisque des leucosomes à Opx se développent progressivement au sein des orthogneiss, illustrant ainsi une augmentation du degré métamorphique depuis le faciès amphibolite jusqu'au faciès granulite (*Figure II.3.21a*). Certains leucosomes à Opx consistent en des « patchs » non déformés et discordants sur la foliation (encart 1 sur la *Figure II.3.21b*). D'autres leucosomes à Opx sont plissés et concordants avec la foliation principale qui est plissée elle aussi, lors de l'épisode extensif (encart 2 sur la *Figure II.3.21b*). Ceci indique alors que le développement des leucosomes à Opx (et donc de la granulitisation) est au moins en partie contemporain de la phase extensive qui provoque le plissement de la foliation et de certains leucosomes observé sur la *Figure II.3.21b*. Ainsi, la granulitisation progressive de la base de l'unité suggère qu'un transfert de chaleur a eu lieu depuis l'unité granulitique chaude vers les gneiss et amphibolites du craton d'Inari sus-jacent pendant l'exhumation de la ceinture de granulites.

Les métapélites du craton d'Inari montrent ensuite une évolution paragenétique rétrograde similaire à celle rencontrée dans la LGB, avec le développement de cordiérite aux dépens d'assemblages à Grt+Sil. Les assemblages les plus rétrogrades observés correspondent à l'existence d'andalousite et plus rarement de disthène, trouvé localement dans des roches à Crd-Grt-Sill (*Barbey, comm. Pers.*).

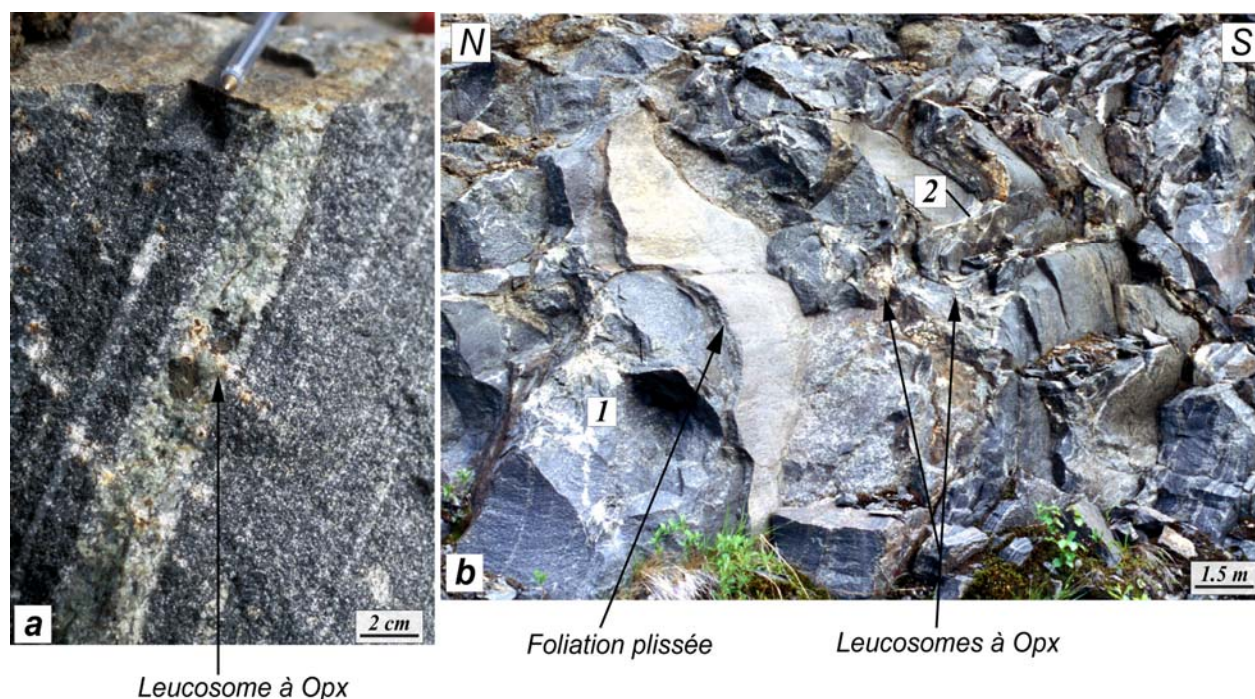


Figure II.3.21: (a-b) Photographies de leucosomes à Opx mis en place au sein d'unités du craton d'Inari. Les encarts 1 et 2 représentés sur la figure II.3.21b montrent respectivement des leucosomes non déformés et plissés.

Des analyses microsonde ont été réalisées sur des amphiboles appartenant aux orthogneiss du craton d'Inari montrant des évidences de granulitisation. L'analyse de la composition chimique des amphiboles et plus particulièrement de la teneur en TiO_2 contenue dans ces minéraux permet une estimation des gradients de température enregistrés au sein de la zone étudiée (Figure II.3.22). Les résultats de ces analyses montrent que les teneurs en TiO_2 au sein des amphiboles analysées augmentent vers le contact avec la LGB.

Trois populations se distinguent (Figure II.3.22): (a) le premier groupe correspond aux amphiboles des gneiss et amphibolites caractéristiques du craton d'Inari, qui contiennent entre 0.75 et 1.4% de TiO_2 , (b) le second groupe correspond au groupe d'amphiboles qui ont été (au moins en partie) réchauffées, plus près du contact avec la LGB (contenant des pourcentages hétérogènes de TiO_2 compris entre 0.4 et 1.7%), (c) le troisième groupe correspond aux amphiboles des amphibolites et gneiss du craton d'Inari contenant des leucosomes à Opx (Figure II.3.21) et qui ont subi un fort réchauffement lié à un phénomène de granulitisation (contenant entre 1.8 et 2.1% de TiO_2).

Ces résultats illustrent ainsi un réchauffement important de la base du craton d'Inari, lors de la mise en place de la LGB.

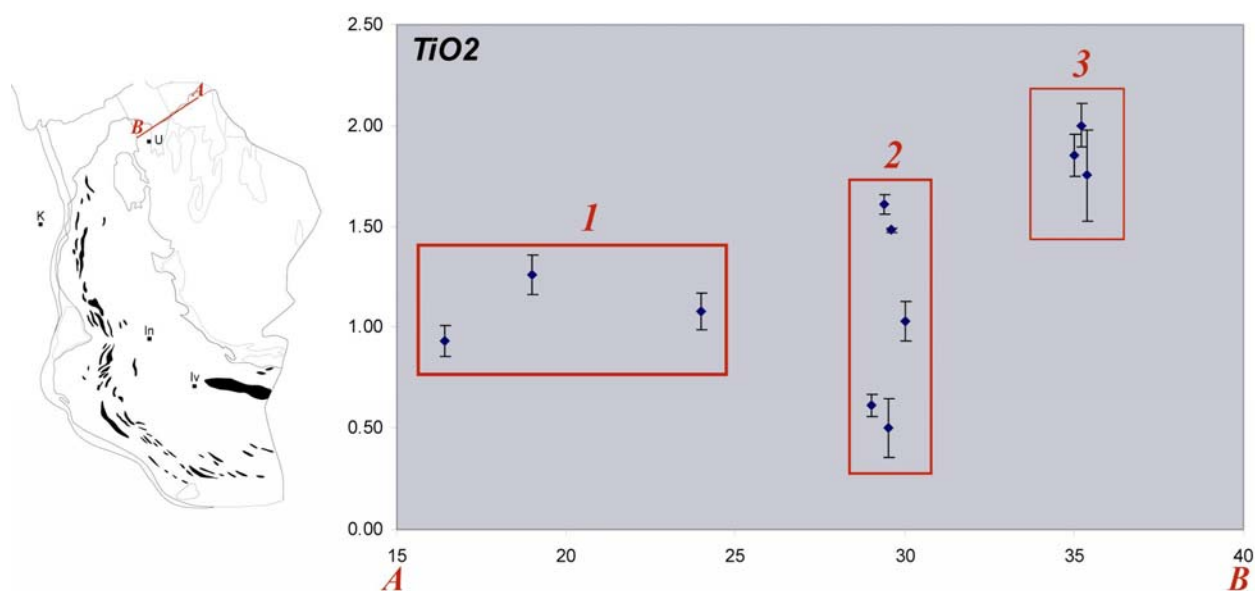


Figure II.3.22 : Diagramme montrant les variations de teneur en TiO_2 d'amphiboles analysées le long d'une coupe A-B d'orientation ENE-WSW, au sein du craton d'Inari. Le tracé de cette coupe est représenté par le trait rouge sur la carte de localisation.

Les observations de terrain ainsi que les données obtenues grâce aux analyses microsondes suggèrent que le craton d’Inari ait subi une granulitisation sur sa bordure basale, à la limite avec la LGB. Ainsi la LGB, lors de sa mise en place, a provoqué un métamorphisme inverse dans la ceinture de Tana et la granulitisation localisée du craton d’Inari la chevauchant. La ceinture de granulite a donc réchauffé les unités « sur » et « sous » elle, lors de sa mise en place.

▣ Reconstruction de chemins P-T

Les données thermobarométriques permettent de contraindre un chemin P-T pour la ceinture de granulites (*Figure II.3.23*). Une partie du trajet prograde est dans le champ de stabilité de la sillimanite, sans exclure la possibilité de la stabilité du disthène au début de cette phase prograde. L’absence d’observation de disthène dans les parties moyenne et supérieure de la ceinture pourrait être expliquée par une augmentation de chaleur importante qui aurait pu provoquer la disparition complète du disthène. *Krill (1985)* suggère que cet apport de chaleur additionnel soit lié à la mise en place d’intrusions mafiques, calco-alcalines, syn-métamorphiques. Le pic métamorphique est atteint pour 850°C et 800 MPa. L’évolution rétrograde passe ensuite par le champ de stabilité de l’andalousite et indique clairement une décompression associée au refroidissement (*Figure II.3.23*).

Krill (1985) indique que les trajets P-T concernant les ceintures de Tana et de Karasjok commencent dans le champ de stabilité du disthène puis entrent dans le champ de stabilité de la sillimanite. Les assemblages minéralogiques observés ensuite au sein des ceintures de Karasjok et de Tana (situées sous la ceinture de granulites) ne sont pas si différents de ceux observés au sein de la LGB. Les trajets PT des deux ceintures semblent être assez similaires à celui observé dans la LGB, suggérant une histoire en partie commune entre les différentes unités (*Figure II.3.23*).

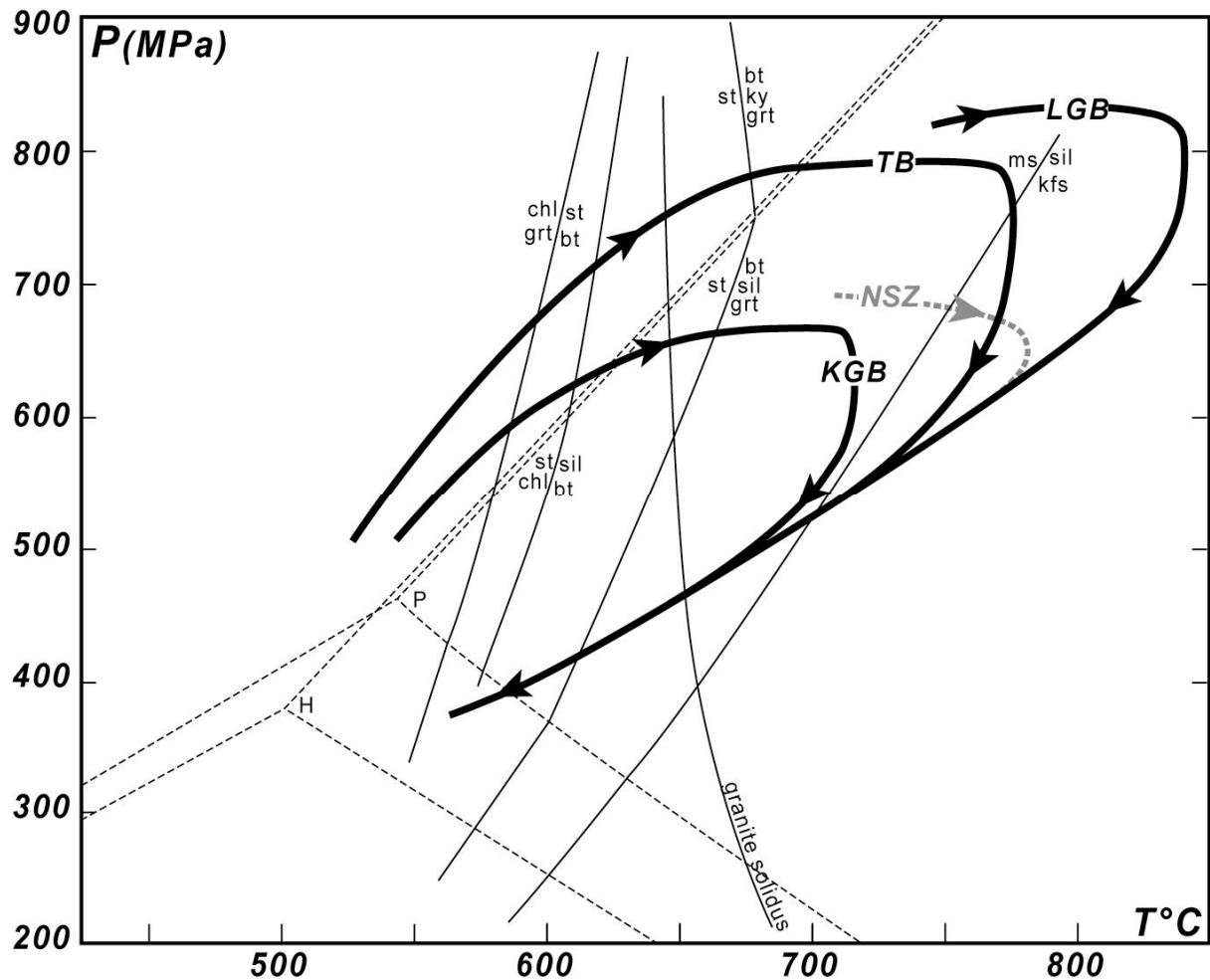


Figure II.3.23 : Chemins P-T reconstruits pour la ceinture de granulites (LGB), la ceinture de Tana (TB), la ceinture de Karasjok (KGB) et la zone de transition entre la LGB et le craton d'Inari (Nellimö Schist Zone NSZ). D'après les données de Barbey et al., 1984 ; Raith et Raase, 1986 ; Perchuk et al., 2000 a et b).

Résumé de l'analyse pétrologique :

La ceinture de granulite montre un trajet prograde (500-700 MPa et 600-700°C) associé à un stade précoce de déformation; un pic métamorphique (750 MPa et 800°C) auquel est associée la phase majeure compressive et un trajet rétrograde contraint par un stade à 550 MPa et 750°C auquel est associée une phase en extension, puis se poursuivant progressivement jusqu'à de plus basses températures et pressions. Ce trajet rétrograde est un trajet en refroidissement et décompression. De plus, lors de sa mise en place, la LGB rechauffe la ceinture de Tana (chevauchée) ainsi que le craton d'Inari (chevauchant).

II. 3. 4. DISCUSSION – MODELE

▣ Relations entre structures chevauchantes et extensives

La LGB correspond à une ceinture métasédimentaire arquée caractérisée par une foliation principale à pendage systématique vers l'Est indiquant des mouvements chevauchants vers l'Ouest (*Figure II.3.4a-7*). Cette foliation majeure est ensuite reprise par des structures extensives de taille limitée montrant un mouvement dominant vers l'Est (*Figure II.3.8*). Ces deux types de structures affectent également les unités sous-jacentes (ceintures de Tana et de Karasjok) ainsi que le craton d'Inari. La structuration de l'orogène est donc accommodée par le jeu de zones de cisaillement localisées chevauchantes puis extensives.

Les deux types de structures sont associés au développement de paragenèses de haut-grade. En effet, les structures chevauchantes sont marquées par des paragenèses granulitiques associées au pic métamorphique tandis que les structures extensives (préférentiellement localisées au toit de la LGB) se développent pendant le début du trajet rétrograde et sont associées au développement de cordiérite syn-granulitique ainsi qu'à une anatexie importante (*Figure II.3.8-13*). Ceci indique que le développement des deux types de structures appartient à un **même de continuum de déformation** au sein duquel se créent précocement des chevauchements, suivis par l'apparition de structures extensives plus tardives. La phase chevauchante correspondrait alors à l'épisode principal d'épaississement du domaine tandis que le développement des structures extensives rétrogrades correspondrait au début de la phase d'exhumation de cette même ceinture.

La mise en place des granulites de la LGB, qui provoque la superposition d'unités chaudes sur des unités plus froides, induit un réchauffement des unités sous-jacentes (ceinture de Tana et de Karasjok). Ce réchauffement est marqué par le développement d'un gradient métamorphique inverse au sein de ces unités et par la granulitisation du toit de la ceinture de Tana (*Figure II.3.19*). De plus, lors de sa mise en place, la LGB provoque un réchauffement de la base du craton d'Inari, illustré par une granulitisation des roches initialement en faciès amphibolite, au contact entre les deux unités (*Figures II.3.20-21*). Ceci signifie que, lors du début de l'exhumation de la ceinture de granulites (accommodée par le jeu de structures extensives plutôt localisées au toit de celle-ci), les granulites sont mises en contact en profondeur avec la base du craton d'Inari, induisant alors un réchauffement des roches initialement en faciès amphibolite. Cependant, cette juxtaposition de granulites et

d'amphibolites granulitisées de la partie basale du craton d'Inari est actuellement observable à l'affleurement, ce qui suggère que **les deux unités, une fois juxtaposées, sont remontées ensemble**. Les structures extensives semblent n'avoir fonctionné qu'en profondeur car aucune zone de cisaillement extensive de bas grade métamorphique n'a été observée. Leur jeu n'a ainsi pas provoqué de déplacements verticaux très importants et n'a pas permis la juxtaposition d'unités présentant des grades métamorphiques très contrastés comme ceci est fréquemment observé lorsqu'un détachement majeur permet la remontée de roches infracrustales dans des contextes d'extension post-orogénique liée au rééquilibrage d'une croûte épaissie. Ainsi, ces structures extensives qui accommodent le début de la remontée des granulites ne correspondent pas à des structures majeures. Ceci est vérifié par les données géophysiques acquises lors du profil POLAR (e.g. Gaal et al., 1989 ; Luosto et al., 1989) qui n'imaginent aucune structure extensive majeure localisée. La phase extensive associée au développement de zones de cisaillement normales, correspondant au début du trajet rétrograde, permet en partie l'exhumation de la ceinture mais cette extension reste limitée et ne peut, à elle seule, être responsable de l'exhumation entière de la LGB.

Si le début de l'exhumation (au moins en partie syn-granulitique) provoque la juxtaposition de matériel chaud avec les roches sus-jacentes de la base du craton d'Inari (à l'Est), un réchauffement des unités sous-jacentes (à l'Ouest) a été également observé. L'existence d'un gradient métamorphique inverse particulièrement développé au sein de la ceinture de Tana a toujours été expliquée comme provenant du chevauchement de la ceinture de granulites sur les ceintures sous-jacentes (e.g. Krill, 1985 ; Barbey, 1986). La remontée des granulites pourrait alors avoir été accommodée par des mouvements normaux dominants à l'Est (vers le contact avec le craton d'Inari) combinés à la propagation de chevauchements à l'ouest (vers l'extérieur de l'arc) (Figure II.3.24). Une telle géométrie combinant des zones de cisaillement extensives ainsi que des chevauchements frontaux et permettant l'exhumation de roches infracrustales a déjà été décrite au Ladack par exemple, pour expliquer la remontée du cristallin du Haut-Himalaya (Gapais et al., 1992). Dans le modèle de Gapais et al. (1992), le fonctionnement d'un détachement important combiné au fonctionnement conjoint de chevauchements majeurs au front du domaine (MBT-MCT), permettent l'amincissement et la remontée des roches de haut grade qui sont alors « coincées » entre les deux accidents majeurs. Une telle géométrie pourrait être appliquée à la Laponie où le début de l'exhumation de la ceinture de granulites semble être accommodée par **le jeu de structures extensives combinées à la propagation de chevauchements** au front de la « ceinture », qui permettent

la juxtaposition d'unités granulitiques sur les unités sous-jacentes. Cependant au Ladakh, les mouvements verticaux sont très importants le long du détachement (de l'ordre de 25 km au minimum (*Herren, 1987 ; Gapais et al., 1992*)) et permettent ainsi la juxtaposition d'unités de haut grade avec des unités non métamorphiques. Au contraire, en Laponie, les mouvements verticaux demeurent très limités le long des structures extensives et le fonctionnement de ces zones de cisaillement s'arrête à relativement haute température inhibant alors la juxtaposition d'unités présentant des grades métamorphiques très différents (*Figure II.3.24*).

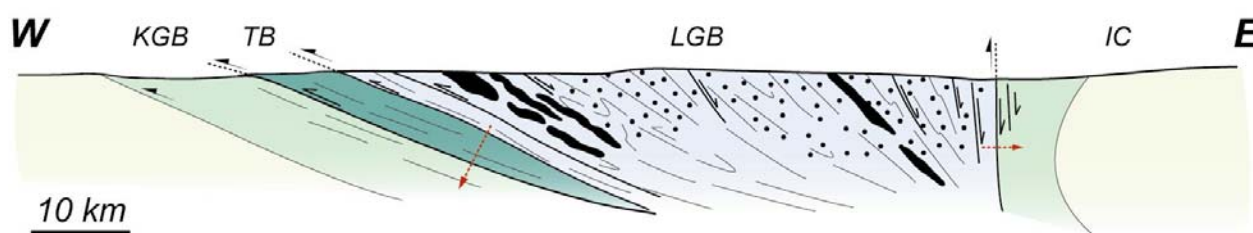


Figure II.3.24 : Coupe interprétative à travers la LGB et les terrains adjacents. Le jeu conjoint des chevauchements (vers l'Ouest) et de zones de cisaillement extensives (concentrées préférentiellement vers l'Est) accommodent le début de l'exhumation de la LGB. Les flèches rouges montrent les lieux de réchauffement des unités adjacentes induit par la mise en place de la LGB.

La foliation majeure arquée, observée au sein de la LGB, semble être assez régulière (*Figure II.3.4a*). Au contraire, les linéations d'étirement qui lui sont associées sont assez perturbées et ne montrent pas toujours une orientation perpendiculaire à l'arc (*Figure II.3.4b*). Ces linéations tendent même à être sub-méridiennes dans la partie Nord et sub-équatoriales dans la partie Sud où la courbure de l'arc est orientée Est - Ouest (*Figure II.3.4b*). *Krill (1985)* souligne le fait que les linéations d'étirement sont bien ordonnées au sein des roches caractérisées par des assemblages de plus faibles températures (notamment appartenant aux ceintures de Tana et de Karasjok) et que ces linéations pourraient alors indiquer la direction principale de déplacement liée aux chevauchements. Par contre, *Krill (1985)* reporte également que les linéations d'étirement (soulignées par l'alignement de baguettes de sillimanite), au sein de domaines caractérisées par de plus hautes températures, semblent être plus désordonnées et réparties de façon beaucoup plus variable dans les plans de foliation à biotite.

Les linéations plus hétérogènes, observées notamment dans les roches marquées par de la fusion partielle, pourraient indiquer l'existence d'une composante de raccourcissement vertical durant le remontée des granulites. Dans ce cas, l'existence d'une telle composante de raccourcissement vertical aurait pu conduire à un léger « amincissement » de l'unité qui remonte, associé éventuellement à une composante d'étirement longitudinal parallèle à l'arc,

particulièrement illustré dans les parties Nord et Sud de la ceinture (*Figure II.3.4b*). De plus, en diminuant la viscosité, des conditions thermiques élevées doivent favoriser les effets gravitaires et donc l'étalement latéral de matière. Ceci est en accord avec les observations faites par *Krill (1985)*. Un tel phénomène d'étalement latéral syn-exhumation a également été décrit dans un contexte similaire, lors de l'exhumation du cristallin du Haut Himalaya (*Gapais et al., 1992*).

▣ Signification du trajet rétrograde

Le trajet rétrograde caractérisant la LBG est un trajet globalement en refroidissement et décompression. Seul le tout début de ce trajet montre un stade de décompression plus forte (*Figure II.3.25*).

Le chemin rétrograde caractérisant la LBG ne ressemble pas aux trajets en décompression adiabatique fréquemment décrits lors de la remontée de roches de haut-grade le long d'une zone de détachement localisée (de type Metamorphic Core Complex) (*Figure II.3.25*). En effet, lorsque l'exhumation est accommodée par le jeu de structures localisées majeures (induisant alors des vitesses de déformation ainsi que des vitesses de déplacement élevées), les unités subissent une décompression rapide et n'ont pas le temps de se rééquilibrer thermiquement avec leur encaissant (*Figure II.3.25*).

A l'inverse, lorsque les déformations sont distribuées (exemple des Svécofennides), les roches de haut grade ne sont pas exhumées le long de zones de cisaillement majeures et l'érosion doit jouer un rôle prépondérant dans le processus d'exhumation. Le trajet rétrograde caractérisant ce type d'exhumation serait plutôt en décompression et refroidissement et devrait tendre vers un trajet en équilibre le long d'un trajet de type géotherme (*Figure II.3.25*). Ce type de chemins est particulièrement bien documenté dans les domaines orogéniques d'accrétion où une forte composante de croissance crustale existe et où des géothermes anormalement chauds sont supposés.

Le trajet rétrograde, globalement en décompression et refroidissement, observé dans la LBG et les unités adjacentes, indiquerait un rôle rapidement croissant de l'érosion par rapport aux zones de cisaillement extensives le long du trajet rétrograde (*Figures II.3.23-25*).

Le caractère des structures extensives et des déplacements verticaux associés, restreints à des conditions de fusion partielle, ne peut expliquer la fin du trajet rétrograde, commun à la LGB et aux terrains adjacents. Les granulites de la LGB ainsi que les terrains adjacents pourraient ainsi avoir été exhumés lentement et de façon conjointe, par le jeu d'une érosion distribuée. Dans ce cas, les unités pourraient être remontées en équilibre le long d'un trajet de type géotherme. La pente moyenne du chemin rétrograde correspond à un gradient géothermique légèrement perturbé de l'ordre de 25-30°/km (*Figures II.3.15-25*) compatible avec les estimations de géothermes faites à partir de conditions PT du pic métamorphique de 35°/km (*Barbey et al., 1984*). Une érosion continue et distribuée aurait ainsi pu permettre le rééquilibrage de la croûte jusqu'à des épaisseurs actuelles de l'ordre de 40 km sous la LGB (*Luosto et al., 1989*). Une telle interprétation est en accord avec l'absence d'évidence de terrain impliquant un fort amincissement tardif (de type « collapse »), lié à une tectonique extensive localisante majeure.

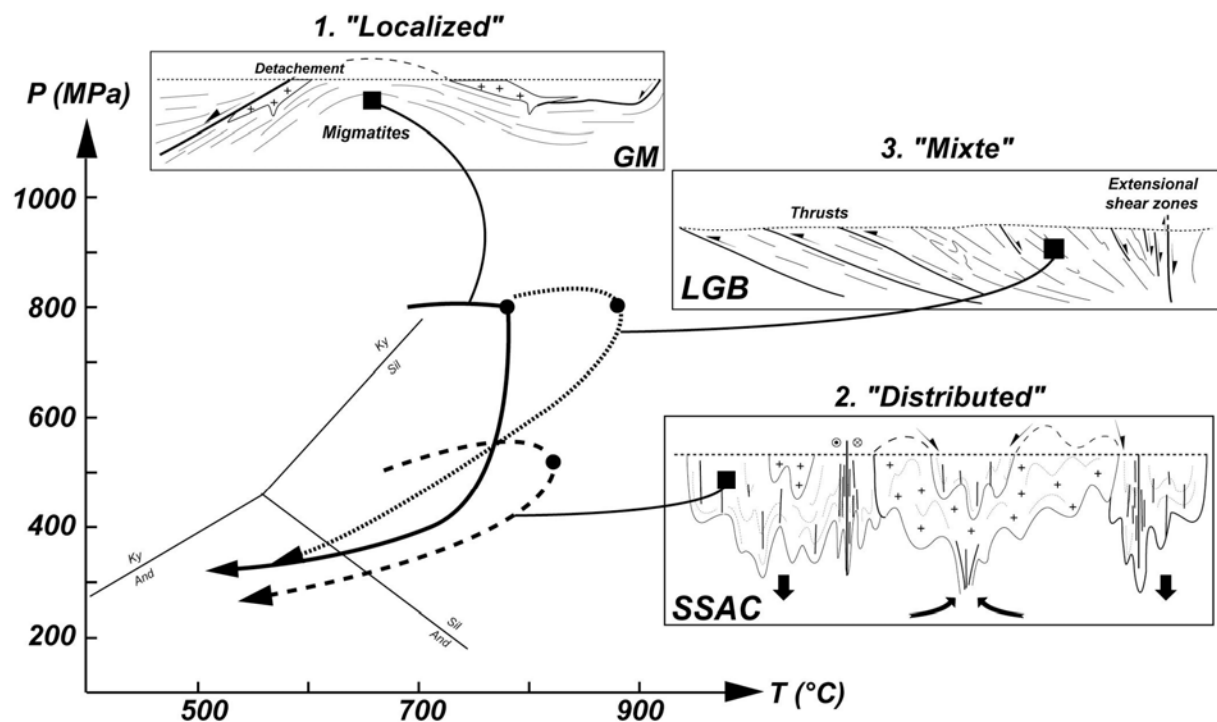


Figure II.3.25 : Comparaison des chemins PT dans la ceinture de granulites de Laponie (Nord Finlande) (LGB) et les Svécofennides (Sud Finlande) (Sv) avec un chemin de type « metamorphic core complex » (Migmatites hercyniennes du Golfe du Morbihan (Massif Armorica-France), GM). Modifié d'après : *Barbey et al., 1984* ; *Jones et Brown, 1990* ; *Cagnard et al., Prec.Res. (soumis (c))*.

Ainsi, la géométrie du chemin rétrograde fournit des informations directes sur le mécanisme d'exhumation dominant, sur l'importance de l'érosion ainsi que sur la localisation de la déformation.

▣ Proposition d'un modèle

Un modèle de formation et d'exhumation de la LGB en plusieurs étapes, qui prend en compte les différentes observations et discussions faites précédemment, peut être proposé:

Pendant une phase de rifting continental (puis océanique), des sédiments terrigènes de type flysch (qui formeront la LGB) ainsi que des formations volcaniques tholéïtiques (qui formeront la ceinture de Tana) sont déposés. Puis, une phase de raccourcissement horizontal débute, provoquant la subduction de la croûte océanique vers le NE. Le début de cet épisode compressif correspond au début de l'enfouissement des sédiments et des volcanites qui enregistrent alors une première phase de déformation correspondant au développement d'une foliation précoce liée à un métamorphisme prograde. La phase majeure de déformation correspond au stade de collision entre le craton d'Inari d'une part et le craton du Sud Laponie d'autre part. Cet épisode provoque le développement de structures chevauchantes majeures qui permettent l'enfouissement du prisme sédimentaire jusqu'à un paroxysme (pic métamorphique) en faciès granulite, atteint pour des conditions de 800°C et 750 MPa (*e.g. Barbey, 1986*). Les structures chevauchantes sont ensuite reprises par des structures extensives associées au développement de la cordiérite et une anatexie pénétrative (surtout localisée dans la partie supérieure de la ceinture de granulite). Les zones de cisaillement extensives accommodent les premiers stades de l'exhumation de la LGB, qui conduisent à la juxtaposition des granulites avec les amphibolites de la base du craton d'Inari, provoquant alors le réchauffement de la base du craton. Parallèlement, les chevauchements (synchrones du fonctionnement des zones de cisaillement extensives) se propagent vers l'extérieur de la ceinture et induisent la superposition de la LGB sur les ceintures de Tana et Karasjok sous jacentes, affectées par un gradient métamorphique inverse. Lors de l'exhumation, la pile métasédimentaire peut subir un amincissement vertical limité et éventuellement un échappement latéral. Enfin, la suite du trajet rétrograde correspond à une remontée lente et commune de la LGB et des terrains adjacents qui semble être liée à de l'érosion distribuée. Cette remontée est accompagnée de déformations mineures ainsi que de recristallisations métamorphiques tardives.

CONCLUSIONS

La ceinture de granulites de Laponie correspond à une orogène de collision (*Windley, 1992*). Elle est caractérisée par l'existence de zones de cisaillement chevauchantes importantes puis extensives syn-granulitiques. Ces caractères structuraux sont traditionnellement décrits dans des orogènes impliquant des lithosphères résistantes. Cependant, la ceinture de granulites de Laponie est également marquée par une déformation distribuée ainsi que par un métamorphisme homogène de haut-grade et par l'absence de paragenèses de type HP-BT. De plus, l'exhumation de la LGB et des terrains adjacents (caractérisée par un trajet PT rétrograde en décompression et refroidissement, semblant en équilibre avec un géotherme perturbé ($\approx 35^\circ\text{C}/\text{km}$)) paraît contrôlée en grande partie par le jeu de l'érosion ; le rôle des zones de cisaillement extensives étant limité aux stades précoces de l'exhumation. Ces caractéristiques sont plus fréquemment décrites dans les orogènes anciens impliquant des lithosphères plus chaudes et peu résistantes.

La ceinture de granulites de Laponie semble donc être un exemple d'orogène « mixte » entre des orogènes gouvernés par des géothermes anormalement chauds (impliquant des croûtes juvéniles) et des orogènes caractérisés par des géothermes plus froids. Le mode de déformation de la ceinture de granulites de Laponie décrit lors de cette étude indique cependant que dans un contexte de faible croissance crustale, une lithosphère d'âge paléoprotérozoïque présentant un gradient géothermique faiblement perturbé peut montrer des processus d'exhumation associant érosion et localisation de la déformation le long de zones de cisaillement extensives.

II. 4. BILAN ET CONCLUSIONS DE L'ETUDE DE TERRAINS PALEOPROTEROZOIQUES EN FINLANDE

Les résultats des études sur deux domaines orogéniques d'âge paléoprotérozoïque en Finlande ont permis de mettre en évidence des similitudes ainsi que des différences concernant le mode d'épaississement ainsi que le mode d'exhumation de ces domaines.

Les résultats des analyses structurales ont montré **de grandes différences dans le style des structures développées**. En effet, la ceinture de granulites de Laponie est caractérisée par le développement de chevauchements majeurs ainsi que de zones de cisaillement extensives qui ont permis l'enfouissement ainsi qu'en partie l'exhumation de roches initialement en position supracrustale. Le développement de chevauchements syn-exhumation provoque le développement d'une zonation métamorphique inverse au sein de la ceinture de Tana sous jacente. Au contraire, dans le domaine Sud Svécofennien, les déformations sont beaucoup plus distribuées et caractérisées par des domaines à foliations précoces peu pentées et plissées montrant un étirement à fort angle de la direction de convergence reprises par des zones de cisaillement sub-verticales transpressives montrant un fort étirement sub-vertical.

Même si les deux domaines orogéniques présentent des similitudes en terme de conditions PT car ils correspondent tous les deux à des domaines de haut grade caractérisés par un métamorphisme de type HT-BP, les résultats des analyses pétrologiques ont montré **des différences en terme d'évolution métamorphique lors du trajet rétrograde des roches**. La LGB montre un début de trajet rétrograde en décompression plutôt isotherme auquel succède un trajet en décompression et refroidissement. Ce chemin rétrograde peut être interprété comme illustrant un mécanisme d'exhumation contrôlé d'abord par le fonctionnement de zones de cisaillement extensives puis relayé par l'érosion qui semble jouer un rôle majeur dans l'exhumation de la ceinture. Au contraire, le trajet rétrograde caractérisant le domaine Sud Svécofennien est totalement en décompression et refroidissement et suit de façon extrêmement régulière un géotherme anormalement chaud (45-50°/km). La morphologie de ce trajet ainsi que l'absence d'évidence de zones de cisaillement extensives semble indiquer que dans ce cas, l'érosion représente le seul moteur responsable de l'exhumation du domaine. **Sur la base des résultats structuraux et pétrologiques, il semble que la transition entre une tectonique « moderne » localisante et une tectonique « archaïque » distribuée reflète des différences de comportement rhéologique et mécanique des lithosphères**

continentales soumises à une compression ; en fonction de leur état thermique. Ainsi, le domaine Sud Svécofennien correspond à une orogène d'accrétion où la croissance crustale est un processus majeur pendant toute la durée de la structuration du domaine. Ce domaine est caractérisé par un géotherme anormalement élevé ($\approx 45-50^\circ/\text{km}$) auquel s'associent une déformation et un épaississement distribués. L'exhumation des roches de haut-grade a dû, de ce fait, être accommodée par une érosion distribuée. Au contraire, la ceinture de granulites de Laponie correspond à une orogène de collision où la composante de croissance crustale est beaucoup moins importante et les quelques évidences de magmatisme, synchrones de la déformation, ne représentent pas un volume important. Ce domaine est alors caractérisé par un géotherme très légèrement perturbé (≈ 30 à $35^\circ/\text{km}$) et présente des structures plus localisées de type chevauchements et zones de cisaillement normales. L'exhumation de ce domaine est alors accommodée en partie par le jeu de structures localisantes mais aussi par une érosion distribuée.

Au regard des résultats obtenus lors des études menées au sein de deux domaines de même âge paléoprotérozoïque en Finlande, il semblerait donc que le domaine Sud Svecofennien (correspondant à une orogène d'accrétion) ait été gouverné par un géotherme anormalement chaud. Dans ce cas, la lithosphère continentale constituant ce domaine devait être peu résistante, et aurait ainsi pu permettre le développement de structures atypiques pervasives auxquelles sont associés d'importants mouvements verticaux de matériel. Parallèlement, la lithosphère continentale impliquée dans la collision au niveau de la ceinture de granulites de Laponie (correspondant à une orogène de collision) semble avoir été marquée par des géothermes plus froids, lui conférant un caractère plus résistant et permettant un mode de déformation localisé plus classique, de type chevauchements et zones de cisaillement normales.

Ainsi la transition entre une tectonique « archaïque » et une tectonique « moderne » semble directement liée aux processus de croissance crustale ainsi qu'au refroidissement progressif des lithosphères continentales et doit être lente et diachrone dans l'espace.

Résumé :

Les observations de terrain faites au sein de deux orogènes de même âge en Finlande montrent que celles-ci présentent des modes de déformation très différents. L'orogène de collision (Laponie) est caractérisée par des structures chevauchantes et extensives localisées tandis que l'orogène d'accrétion (Svécofennides) présente la coexistence de zones à foliations peu pentées et de structures transpressives. Finalement, ces deux domaines ne semblent pas être caractérisés par la même structure thermique (et donc rhéologique). L'apport magmatique important au sein du domaine Svécofennien permet un réchauffement ainsi qu'un amollissement général de la lithosphère continentale tandis que la ceinture de granulites de Laponie ne présente pas un géotherme anormal et est considérée comme plus résistante. Le mode de déformation des lithosphères continentales est directement contrôlé par leur géotherme et la transition vers une tectonique moderne a dû être lente et diachrone.

Partie 3

*Modélisation analogique : comportement
mécanique d'une lithosphère peu résistante
en compression*



Les expériences analogiques présentées dans cette partie permettent de discuter des mécanismes de déformation de lithosphères peu résistantes en compression. Après une présentation de la technique expérimentale ainsi que des travaux antérieurs (Chapitre III.1.) les résultats principaux de cette modélisation analogique seront présentés et discutés sous la forme d'un article soumis (Cagnard et al., Tectonophysics ; Chapitre III.2.). Puis, une expérience complémentaire sera présentée (Chapitre III.3.) et un bilan (conclusion) sera tiré des résultats obtenus (Chapitre III.4.). Les descriptions en détail du protocole expérimental, du dimensionnement ainsi que de chaque modèle sont présentées dans les Annexes 1 et 2.

INTRODUCTION

Le développement d'expériences multi-couches (sable et silicone) est un bon moyen pour étudier les mécanismes de déformation de systèmes tectoniques, notamment à l'échelle lithosphérique. Ce genre d'expériences permet d'étudier l'influence du couplage entre des couches fragiles et ductiles sur les processus tectoniques. En effet, le couplage fragile-ductile contrôle la répartition et la géométrie des structures qui vont se développer au sein des modèles et contrôle donc directement le mode de déformation de la lithosphère continentale modélisée. La proportion entre les différents niveaux fragiles (sable) et ductiles (silicone) introduits dans le modèle va donc être le paramètre principal qui contrôlera le mode de déformation de cette lithosphère.

Des expériences analogiques préliminaires réalisées par *Davy et al. (1990)* puis *Davy et Cobbold (1991)* ont montré que des modèles lithosphériques résistants (composés de 4 couches : fragile-ductile-fragile-ductile) et peu résistants (composés de 3 couches : fragile-ductile-ductile), soumis à un même raccourcissement horizontal, ne montrent pas le même mode de déformation. Au sein de lithosphères continentales **résistantes** (caractérisées par la présence d'un manteau sub-Moho fragile), des systèmes chevauchants d'échelle lithosphérique ainsi qu'une subduction continentale associée se développent et la zone déformée est étroite (*Figure III.2.1a*). Ces caractéristiques sont observables dans nombre de zones de collision modernes impliquant des lithosphères « froides » (par exemple dans les Alpes, en Himalaya..). Au contraire, au sein de lithosphères analogues **peu résistantes** soumises à un raccourcissement horizontal, de petits chevauchements n'affectant que la croûte supérieure se développent. La zone déformée est plus large et la déformation est plus distribuée. Ces caractéristiques sont parfois observables au sein de zones de collision anciennes où modernes telles que les zones de convergence impliquant des lithosphères

juvéniles (Thompson Nickel Belt au Canada, Terre Adélie, Svecofennides de Finlande..) ou encore des croûtes épaissies puis amollies (Tibet, Altiplano,).

Ainsi, le mode de déformation de lithosphères continentales « chaudes » et peu résistantes en compression reste le sujet de nombreux débats et controverses. C'est pourquoi, nous avons réalisé des modèles analogiques d'échelle lithosphérique à 3 couches, afin de mieux contraindre le mode de déformation de lithosphères continentales « molles », soumises à un raccourcissement horizontal. Les résultats obtenus dans ces modèles analogiques permettent de mieux comprendre l'influence de l'absence d'un manteau sub-Moho résistant sur le mode de déformation ainsi sur le mécanisme d'épaississement d'une lithosphère « molle », soumise à un raccourcissement horizontal. Les résultats obtenus dans ces modèles sont mis en perspective avec des résultats obtenus sur une expérience complémentaire modélisant le comportement d'une lithosphère résistante (à 4 couches), en contexte compressif.

III. 1. PRESENTATION DE LA METHODE

▮ Principe et limites de la modélisation analogique

La modélisation analogique est un bon outil pour comprendre les processus mécaniques qui contrôlent la déformation tectonique. Cette technique permet en effet de modéliser à une échelle réduite (selon des règles de dimensionnement définies), des processus physiques naturels de plus grande échelle. Il s'agit, dans le cadre de la tectonique expérimentale, de tester des hypothèses concernant les liens entre déformation, rhéologie et conditions aux limites. Cependant, les systèmes naturels sont toujours complexes, tandis que l'approche expérimentale impose une simplification extrême des rhéologies et des géométries utilisées. Par exemple, il est très difficile d'introduire un gradient thermique au sein d'expériences analogiques; ce paramètre est alors souvent négligé. De plus, les profils de résistance qui caractérisent les modèles analogiques correspondent toujours à un empilement relatif de couches de sable (simulant des niveaux avec un comportement « fragile ») et des couches de silicone (simulant des niveaux avec un comportement « ductile »). Le passage d'une couche à une autre correspond alors à une transition brutale de rhéologie. Pourtant, cette simplification

n'a pas d'influence majeure sur le comportement des modèles analogiques et est faite dans tous les modèles. La difficulté majeure de l'approche expérimentale consiste donc à trouver un juste équilibre entre les simplifications obligatoires dans les expériences et la complexité naturelle, de façon à pouvoir interpréter les résultats. Des modèles trop compliqués ou, au contraire, trop simplifiés seront impossibles à interpréter. C'est pourquoi, l'approche analogique ne doit pas être utilisée comme un outil capable de reproduire en tout point la nature et les modèles analogiques produits ne doivent être réalisés uniquement que pour aider à la compréhension de l'influence de différents paramètres sur un mode de déformation.

▣ Travaux antérieurs

Les modèles analogiques en compression, à l'échelle lithosphérique, correspondent à des multicouches de sable - silicone flottant sur un fluide de faible viscosité représentant l'asthénosphère (miel, sirop...). L'existence d'un liquide dense sur lequel flottent ces modèles stratifiés permet de prendre en compte les forces gravitaires. Les différents paramètres testés correspondent à (1) la rhéologie introduite dans le modèle (c.a.d. la succession de plusieurs couches représentant des niveaux de différentes rhéologies) et (2) les conditions aux limites telles que la vitesse de déformation, l'angle de convergence, la présence ou non d'un indenteur (éventuellement de différentes géométries), ainsi que la géométrie 3D des différentes couches...

De tels modèles analogiques qui testent le mode de déformation de lithosphères en compression, ne sont pas extrêmement nombreux, à cause de la difficulté de leur mise en place. Cependant, il existe tout de même quelques expériences menées en compression, lors desquelles le comportement mécanique de lithosphères continentales présentant différentes « stratifications » rhéologiques, a été testé et comparé à différents exemples naturels: Pyrénées (Davy *et al.*, 1990) ; collision Inde-Asie (e.g Davy *et Cobbold*, 1988-1991 ; Jolivet *et al.*, 1990 ; Burg *et al.*, 1994; Fournier *et al.*, 2004), collision Anatolie-Arabie (Suzanne, 1991) ; extrusion latérale dans les Alpes (Ratschbacher *et al.*, 1991 ; Rosenberg *et al.*, 2004). Le but de nos expériences ne sera pas de modéliser ni de se focaliser sur une région donnée mais d'essayer de mieux contraindre (en s'affranchissant de géométries complexes) le mode de déformation de lithosphères peu résistantes soumises à un raccourcissement horizontal.

III. 2. MODE D'ÉPAISSISSEMENT DE LITHOSPHERES « MOLLES »

Remarque : La description du protocole expérimental, ainsi que de chaque modèle est présentée en détail dans l'annexe 1. Le dimensionnement des expériences est détaillé en annexe 2.

Modes of thickening of analogue weak lithospheres

Florence Cagnard*, Jean-Pierre Brun, Denis Gapais

Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

Corresponding author: Florence.Cagnard@univ-rennes1.fr

Article publié à Tectonophysics (2006)

Abstract

Several compressional contexts, such as those involving juvenile or thickened crust, are expected to be associated with rather hot lithospheres whose mechanical behaviour remains poorly documented. In this paper, we present a series of analogue models dedicated to compression of lithospheres characterized by a thin upper brittle crust overlying weak ductile crust and sub-Moho mantle. Models show that (1) deformation is controlled by the ductile layers that undergo distributed thickening, (2) thrust systems are limited to the upper brittle crust, (3) thrusting induces burial and stacking of upper crust pop-downs. The overall deformation patterns can be basically interpreted in terms of pop-down thrusting of the brittle crust and pure-shear type ductile flow of crust and mantle. Moreover, models show that sinking of supracrustal units does not require inverse density profiles but can be simply driven by compression. Model deformation patterns are consistent with those shared by many ancient belts, including not only Archaean granite-greenstone belts, but also more generally Paleoproterozoic ones. They provide also insights on deformation modes that may characterize modern thickened and abnormally hot domains like High Plateaus.

Keywords: Compression; Weak lithospheres; Analogue modelling; Precambrian Tectonics; High Plateaus

1. Introduction

The rheological layering of the continental lithosphere that is a key parameter for the dynamics of orogenic systems depends on the composition of crust and mantle, including fluids, tectonic regime and thermal state. As a first approximation one can distinguish “cold and strong” lithospheres with the highest strength located in the sub-Moho mantle from “hot and weak” lithospheres where the only high strength layer is the brittle upper crust (*Brun, 2002*). The transmission of compressive stresses depends directly on the presence of high strength layers. Conversely, body forces tend to be more effective in dominantly ductile lithospheres (*England and McKenzie, 1982*) allowing the possible development of Rayleigh-Taylor instabilities (e.g. *Houseman and Molnar, 1997*) or gravity collapse (*Brun, 1999; Rey et al., 2001a*).

Within strong lithospheres, the occurrence of a stiff sub-Moho mantle is in particular responsible for the development of lithosphere-scale thrust systems and subsequent continental subduction. This is rather well understood in modern collision zones where a décollement in the ductile lower crust allows for the subduction of the lithospheric mantle and the development of crustal-scale accretionary wedges (e.g. Alps: *Schmid et al., 2004*, Himalayas: *Harrison et al., 1998*, North American Cordillera: *McClelland and Oldow, 2004*, Pyrénées: *Roure et al., 1989*). The stacking of crustal units decoupled from the underlying lithospheric mantle has been imaged by deep seismics in several collisional belts (e.g. *Choukroune, 1989; Nelson et al., 1996; Hauck et al., 1998; Schmid and Kissling, 2000*). The mechanics of stacking and crust–mantle decoupling have been explored using both analogue (e.g. *Davy et al., 1990; Davy and Cobbold, 1991*) (*Figure III.2.1a*) and numerical (e.g. *Beaumont et al., 1996; Pfiffner et al., 2000; Braun and Pauselli, 2004*) models.

In modern-type plate tectonics, soft lithospheres occur in domains of high heat flow, like back arc-type (*Collins, 2002; Hyndman et al., 2005*) or hot spot-type tectonic environments (*Wakabayashi, 2004*), or in collisional domains after significant crustal thickening and thermal relaxation, as illustrated in Tibet (*Nelson et al., 1996; Clark and Royden, 2000; Mechie et al., 2004*). In such tectonic environments, the Moho temperature is commonly higher than 800°C, leading to a low strength lithospheric mantle (*Sonder et al., 1987; Ranalli, 1997*). In many Precambrian orogens, structural and metamorphic patterns that strongly differ from those characterizing modern plate tectonics are considered to result from deformation of soft lithospheres (*Choukroune et al., 1995; Hamilton, 1998, 2003; Bailey, 1999; Gapais et*

al., 2005). A few analogue models of soft lithosphere involving a two-layer brittle-ductile crust and a wholly ductile mantle have argued for rather distributed strains, wider deformation zones, and thrust systems mainly restricted to the upper brittle crust in the absence of a brittle sub-Moho mantle, compared with strain localisation observed within 4-layer lithospheres with a high strength sub-Moho mantle (Davy *et al.*, 1990; Davy and Cobbold, 1991) (Figure III.2.1b). These models bring some light on possible causes of the peculiar deformation patterns frequently observed in ancient orogenic belts where large-scale thrust systems are in particular poorly documented (Gapais *et al.*, 2005 and refs. therein). However, despite frequent peculiarities, Precambrian orogens are often interpreted in terms of modern Alpine tectonics (Windley, 1993; De Wit, 1998). In other words, the deformation of soft lithosphere is not very well known and most often remains a matter of debate between extremely opposite opinions.

In the present paper, we describe a series of analogue models of soft lithospheres that underwent strong horizontal compression. Models are all made of a thin upper brittle layer resting on top of two thick viscous layers representing the ductile crust and mantle. A broad range of strength profiles has been explored through experiments run at different room temperatures and shortening velocities. The deformation modes that characterise these weak lithosphere models are analysed with reference to variations in rheology. Implications are discussed with particular reference to Precambrian tectonics and to modern thickened compressive deformation zones.

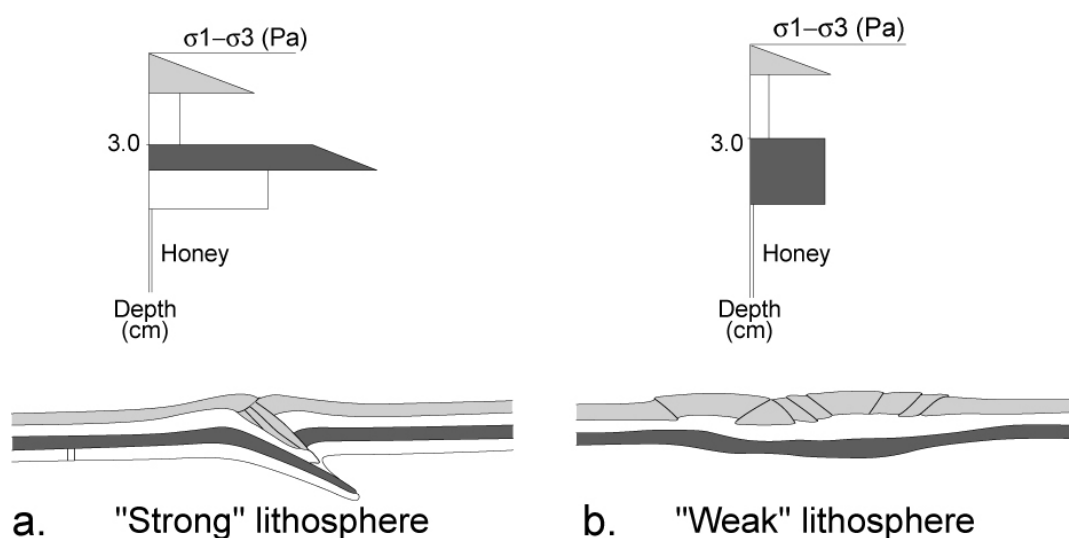


Figure III.2.1: Examples of lithosphere-scale analogue compressive experiments involving a brittle sub-Moho mantle (a) and a ductile sub-Moho mantle (b) (modified after Davy *et al.*, 1990 and Davy and Cobbold, 1991).

2. Experimental procedure

In our experiments, a brittle-ductile slab representing a lithosphere floating on top of a low viscosity fluid representing the asthenosphere is shortened horizontally at constant velocity (Figure III.2.2a). We assume that the thermal state of the lithosphere at the onset of shortening is such that both the lower crust and the lithospheric mantle have a fully ductile behaviour. Consequently, the lithospheric slab is made of one sand layer to simulate a frictional upper crust and of two silicone layers with different viscosities and densities to simulate the ductile middle-lower crust and the lithospheric mantle. Our silicone putties (GS1R gum from Rhone Poulenc, France) exhibit a temperature-dependent viscosity expressed by various viscosity contrasts between the ductile crust and the ductile mantle within a 20°C temperature range (Figure III.2.2b). The scaling of comparable lithosphere-scale models has already been discussed in several previous papers to which the reader is referred for details (e.g. *Davy and Cobbold, 1991; Brun, 2002*).

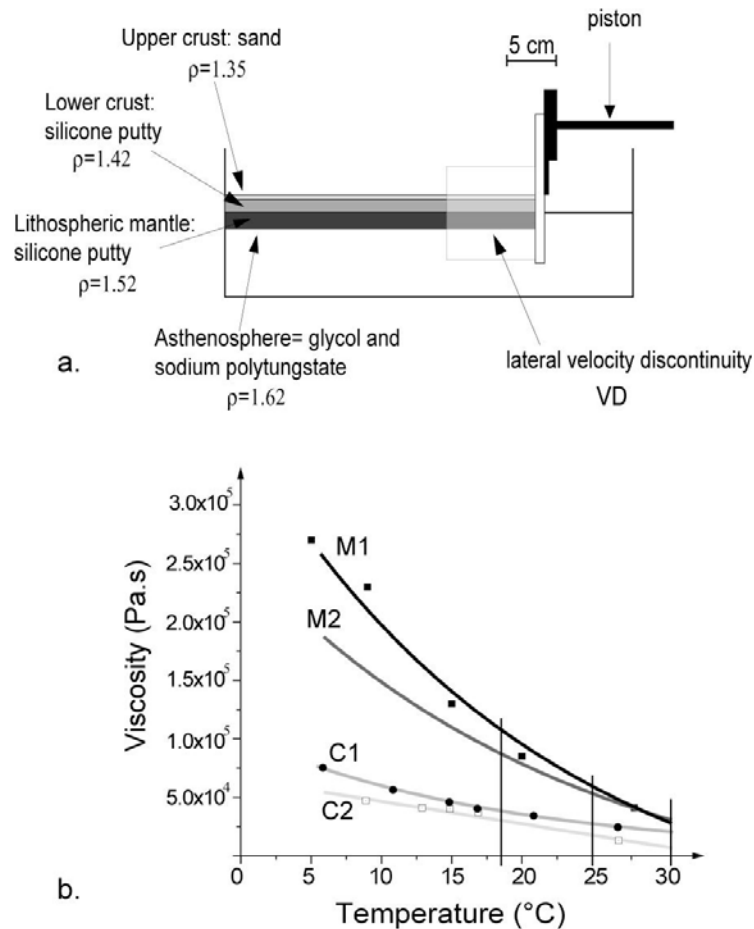


Figure III.2.2: Experimental setting (a) and viscosity-temperature relationships for the silicones used in the experiments (b). M1 and M2, silicone layers used for the mantle. C1 and C2, silicone layers used for the ductile crust. Vertical lines indicate the three temperatures tested in the series of experiments.

We present five experiments with identical initial geometry and physical properties but with variable boundary velocity (V) and room temperature (T). By varying these two parameters, one can examine the impact that contrasted coupling between the various lithospheric layers has on the deformation mode. Indeed, an increase in model shortening velocity results in a decrease in the relative strength between brittle and ductile layers. Running experiments at different room temperatures allows further exploration of the impact of strength contrasts between silicone layers on deformation modes (*Figure III.2.2b*). The strength profiles for the five experimental runs are given in *Appendix 1*.

2.1. Materials

The upper crust is made of dry Fontainebleau sand, a cohesionless eolian quartz sand with a frictional angle of about 30°. Its density was adjusted to 1.35 by adding ethyl-cellulose powder. Newtonian silicone putties (GS1R gum from Rhone Poulenc, France) with densities of 1.42 and 1.52 are used to represent the ductile crust and mantle, respectively. Their viscosities vary with temperature between 3.0×10^5 and 5.0×10^4 Pa.s (*Figure III.2.2b and Table 1*). The initial thickness of the different layers was fixed to 0.5 cm for the upper brittle crust, 1 cm for the ductile crust, and 1.5 cm for the lithospheric mantle. In order to introduce markers within the models, the ductile crust and mantle layers are made of silicone sub-layers of different colours that display a slight contrast in viscosity (*Figure III.2.2b and Table 1*).

A low viscosity fluid made of a mixture of glycol, water and sodium polytungstate, with a density adjusted to 1.6, represents the asthenosphere.

Temperature T (°C)	Velocity V (cm/h)	Viscosity μ (Pa.s)				Mean viscosity contrast	Mean viscosity difference (Pa.s)
		Crust		Mantle			
		C1	C2	M1	M2		
30	5.0	2.20x10 ⁴	1.00x10 ⁴	4.00x10 ⁴	3.40x10 ⁴	2.31	2.10x10 ⁴
	1.0						
	0.5						
25	0.5	2.50x10 ⁴	1.50x10 ⁴	5.50x10 ⁴	5.50x10 ⁴	2.75	3.50x10 ⁴
18	0.5	3.75x10 ⁴	2.90x10 ⁴	1.10x10 ⁵	9.00x10 ⁴	3.01	6.68x10 ⁴

Table 1. Physical parameters for the different experiments performed.

2.2. Deformation rig

The model is set up in a rectangular tank (40 x 30 x 12 cm) inside which a mobile wall connected to two half-side walls and driven at a constant rate by a screw jack powered by a stepping motor (Figure III.2.2a). The free extremity of each of the half-side walls imposes velocity discontinuities (VD) within the model. This was made in order to favour strain localization away from the moving plate.

2.3. Experiments

Experiments have been carried out at three constant displacement velocities of the mobile wall of 0.5, 1.0 and 5.0 cm/h and three constant room temperatures of 18, 25 and 30°C (Table 1). In all experiments, models were shortened up to 50%. Surface photographs were taken at regular time intervals during experiments and topographic maps of model surface were acquired at different times using a laser beam scanning system.

At the end of experiments, the model surface was covered by a neutral sand layer and wetted. The model was then frozen at about -20°C, and the asthenosphere-like fluid removed as the presence of glycol prevents freezing. The overlying frozen lithosphere slab was extracted and serial sections were sawed parallel to the shortening direction and photographed.

Main limitations of sand-silicone analogue modelling are attached to model size that must remain limited, and to the impossibility to take into account changes in rheological profiles due to thermal variations during deformation (*see review in Brun, 2002*). In addition, neither erosion nor sedimentation has been considered.

3. Results

3.1. Surface evolution of models

During shortening, the upper sand layer is affected by folding and reverse faulting at one or several locations depending on the applied boundary velocity and room temperature. Surface photographs (*Figure III.2.3*) and topographic images (*Figure III.2.4*) of one model ($V = 0.5\text{cm/h}$ and $T = 30^\circ\text{C}$) illustrate an example of progressive development of anticline or syncline structures associated to thrust faults.

The first thrust that develops is connected to the lateral velocity discontinuities (VD) (*Figure III.2.3a*). New faults can however develop at other sites not directly controlled by the VDs (see *Figure III.2.3b-c*). In all experiments, the vergence of thrusts is strongly variable in space and time (*Figure III.2.3*), and a well-defined dominant thrust vergence was never observed. However, one common type of elementary thrust structure that developed in all experiments consists in conjugate faults bounding pop-down blocks of upper crust (e.g. PD in *Figure III.2.3b-c*).

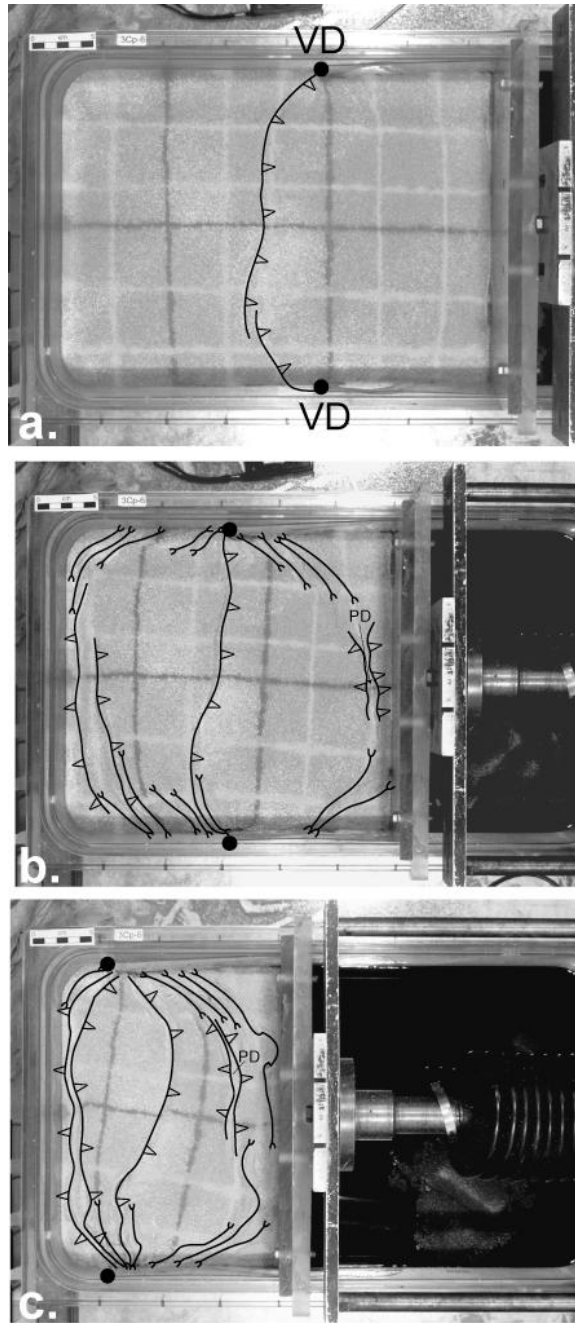


Figure III.2.3: Surface photographs of three successive shortening stages (10, 25 and 50%) of one experiment performed at $T = 30^{\circ}\text{C}$ and $V = 0.5 \text{ cm/h}$. Model width is 30 cm. VD are locations of lateral velocity discontinuities. Main thrusts and fold traces are underlined. PD shows location of one pop down system.

Fault spacing is generally large (Figure III.2.3), defining wide undeformed domains between sites of localized deformation. The topographic images (Figure III.2.4) show that topographic highs are located close to the localized zones of faulting and that undeformed domains have not undergone significant flexure and even uplift. More generally, all models display limited relief development. This contrasts with four layer-type models (Davy *et al.*, 1990; Davy and Cobbold, 1991) (Figure III.2.1a) where the lithospheric mantle contains a high strength brittle layer.

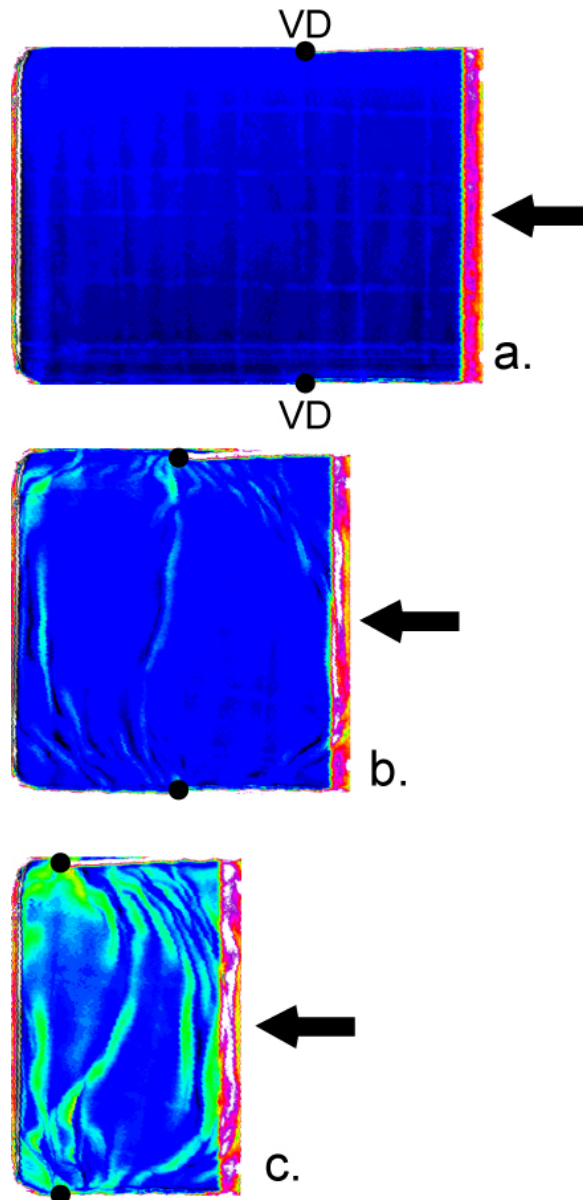


Figure III.2.4. Topographic maps of model shown on Fig. 3 before deformation (a) and for two successive shortening stages (25 and 50%) (b, c). Blue areas correspond to zones of no uplift or flexure. Green and yellow narrow zones correspond to main thrusts.

3.2. Fault patterns

At a constant room temperature of 30°C, deformations change from strongly localized for low V values (Fig. 5a) to rather distributed with increasing V values (Figure III.2.5b-c). In all models, the pattern of faulting is dominated by a “pop-down” style leading to the incorporation of blocks of the upper brittle layer within the underlying ductile layer (Figure III.2.5).

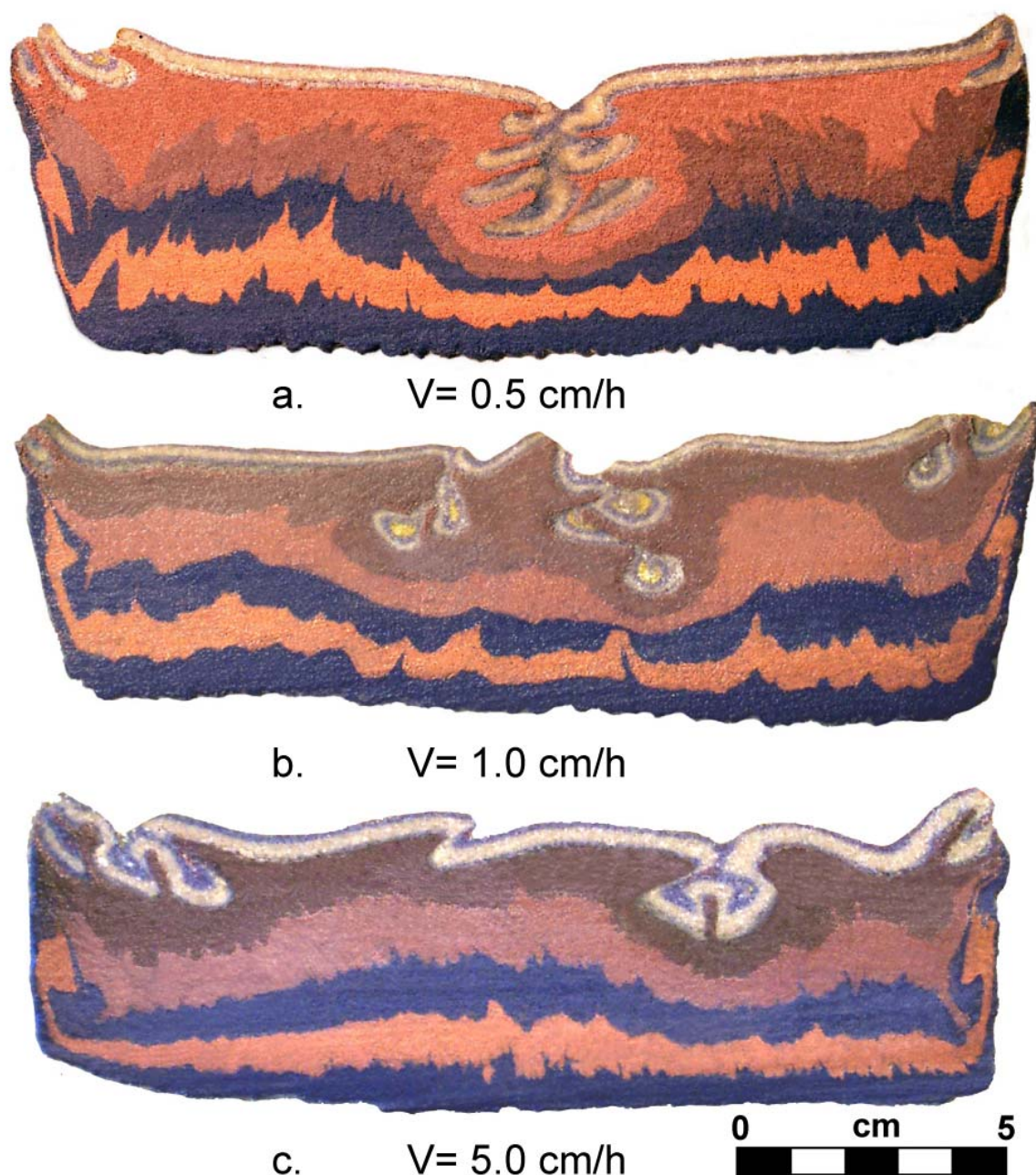


Figure III.2.5: Sections across the central part of three different models performed at constant $T = 30^\circ\text{C}$ and velocities of 0.5 cm/h (a), 1 cm/h (b) and 5 cm/h (c). Top of the uppermost blue layer is the Moho.

Model building may lead to slight variations in the thickness of the sand layer (less than 1 mm) across models and from one model to another. Because of these slight variations in the thickness of the sand layer, the shape of pop-down structures ranges from sharp triangles (Figure III.2.6a) to rounded pods (Figure III.2.6b-c).



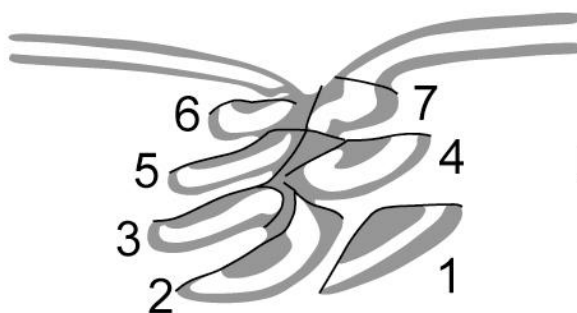
a.



Pop-down



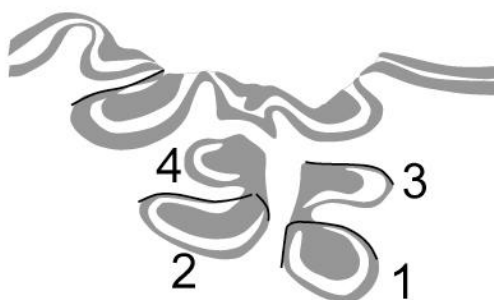
b.



Pop-down cluster



c.



Folds and "pod like" structures

Figure III.2.6: Cross-sections and corresponding line drawings showing main types of pop down morphologies. Numbers refer to the order of successive pop down formation and burial. See text for further explanations.

Serial sections across one model (Figure III.2.5c) show the lateral variation of an isolated pop-down structure (Figure III.2.7). Thrusts geometry and vergence changes along strike, passing from a single thrust dipping left (Figure III.2.7b-c) to a more symmetrical pattern (Figure III.2.7d), and then to an asymmetrical conjugate thrust pattern with the dominant fault dipping right (Figure III.2.7e-f). These serial sections also illustrate the time sequence leading to the isolation of a pop-down structure and its incorporation within the underlying ductile layer.

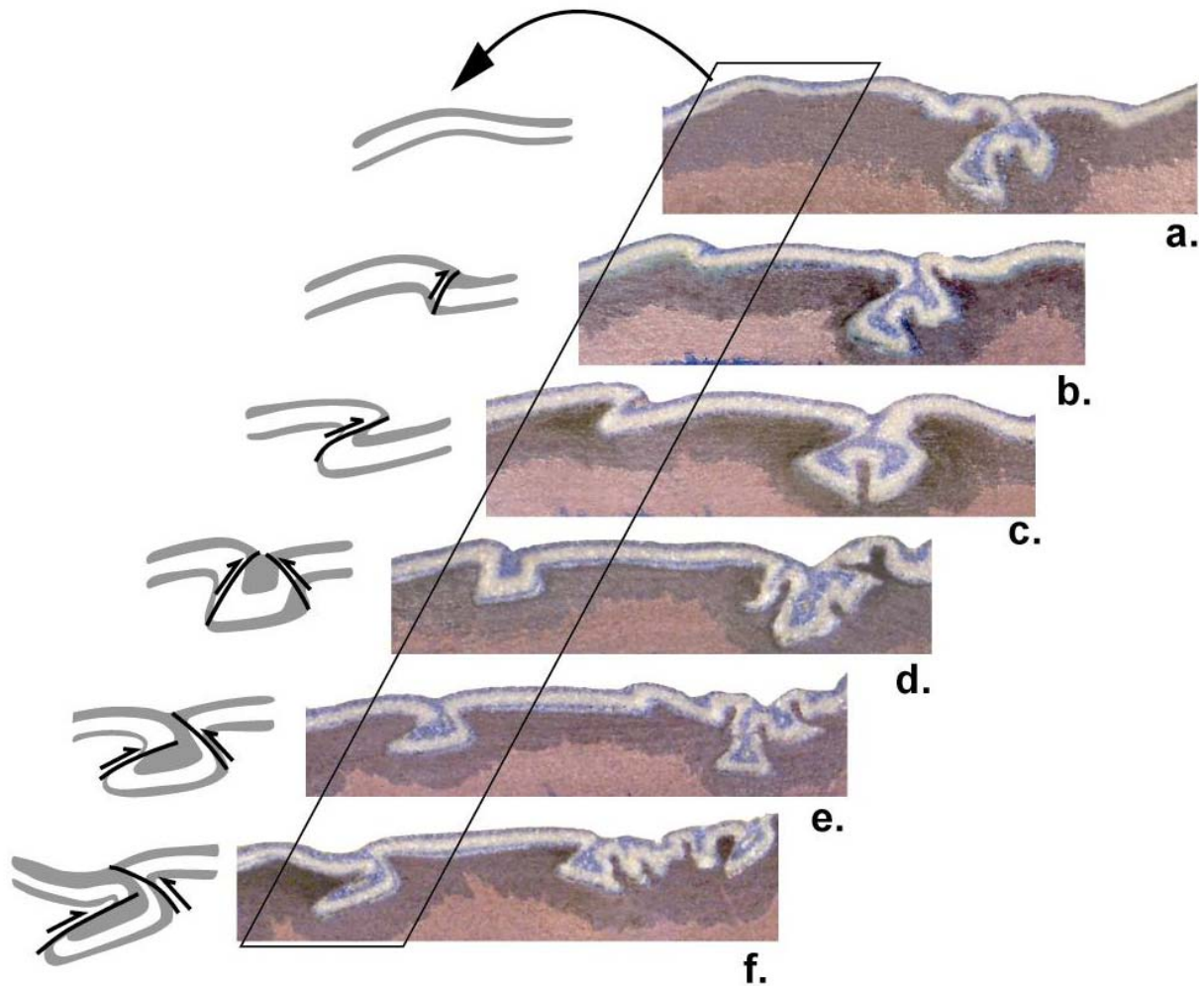


Figure III.2.7: Serial cross-sections and line drawings showing an example of along-strike variations of a pop down system, illustrating the way a pop down may evolve in time.

The Figure III.2.8 illustrates possible successive steps leading to pop-down stacking during progressive shortening of models. During a first stage, the deformation pattern is symmetrical (Figure III.2.8a). Two thrusts with opposite vergence delimitate a triangular block 1 that is pushed down inside the ductile layer (Figure III.2.8b). This stage ends when the two conjugate thrusts meet each other. As shortening proceeds, only one thrust can remain active and the fault system becomes asymmetrical (Figure III.2.8c). Then, a new thrust initiates and defines a block 2 that moves down together with block 1 (Figure III.2.8d). When the two faults controlling block 2 meet each other, a new block 3 is created (Figure III.2.8e). This process goes on, alternating new faults and blocks from right to left (Figure III.2.8f-g). For large amounts of shortening and provided that deformation remains localized at a single site, a crustal-scale vertical block cluster develops (Figure III.2.8b-c).

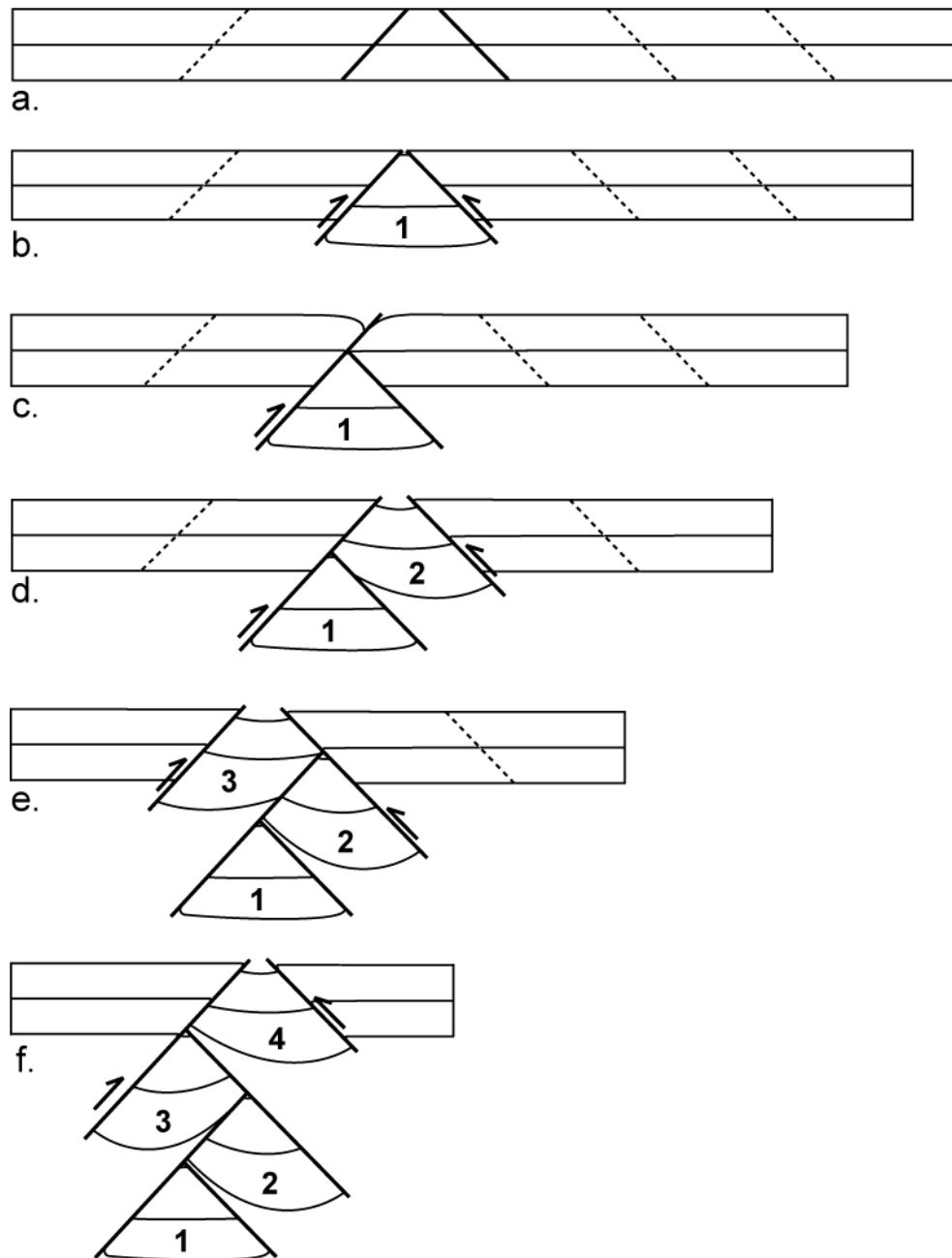


Figure III.2.8. Interpretative sketch of formation and evolution of a pop down cluster. Numbers refer to the order of successive pop down formation and burial. See text for further explanations.

Sharp triangular fault blocks develop in experiments with thickest sand layers (Figure III.2.6a). In contrast, if the sand layer is slightly thinner (less than 1mm), local shortening occurs through smooth flexure of the sand layer, evolving into synclines whose limbs join each other to form pod like structures (Figure III.2.6c). Despite this structural difference, the upper crust pods are incorporated into the ductile layer according to a process similar to that described in Figure III.2.8.

3.3. Ductile deformation

All cross sections display short wavelength folding of the interfaces between silicone putties of various colours representing the ductile crust and mantle (*Figure III.2.5*). The resulting cusped-shape folds come from buckling instabilities due to small but significant rheological contrast between layers (*Table 1*) (*Figure III.2.2b*). Because the horizontal finite shortening is large (50%), folds have short wavelength and large amplitude. The largest folds initiate around vertically rising air bubbles that were trapped in the silicone putties during model preparation. The trajectories of the principal shortening plane $\lambda_1\lambda_2$ were deduced from the axial surface of folds (*Figure III.2.9a-b*).

To estimate the vertical component of finite strain within ductile layers, the mean envelope of the different silicone layers has been drawn on one representative deformed cross section. The ratio of layer thickness after and before deformation has been calculated throughout the cross section for each silicone layer. Contours of this vertical strain ratio (*Figure III.2.9c*) show that ductile layers in most of the model has undergone a mean thickening value of about 1.5 except a domain of vertical thinning in both crust and mantle below the block cluster (*Figure III.2.9c*). Folds affect the layer interfaces within the overall thinned area (*Figure III.2.9a*). Some of them might result from bubble tracks, but the smaller folds likely represent remnants of an early stage of horizontal shortening.

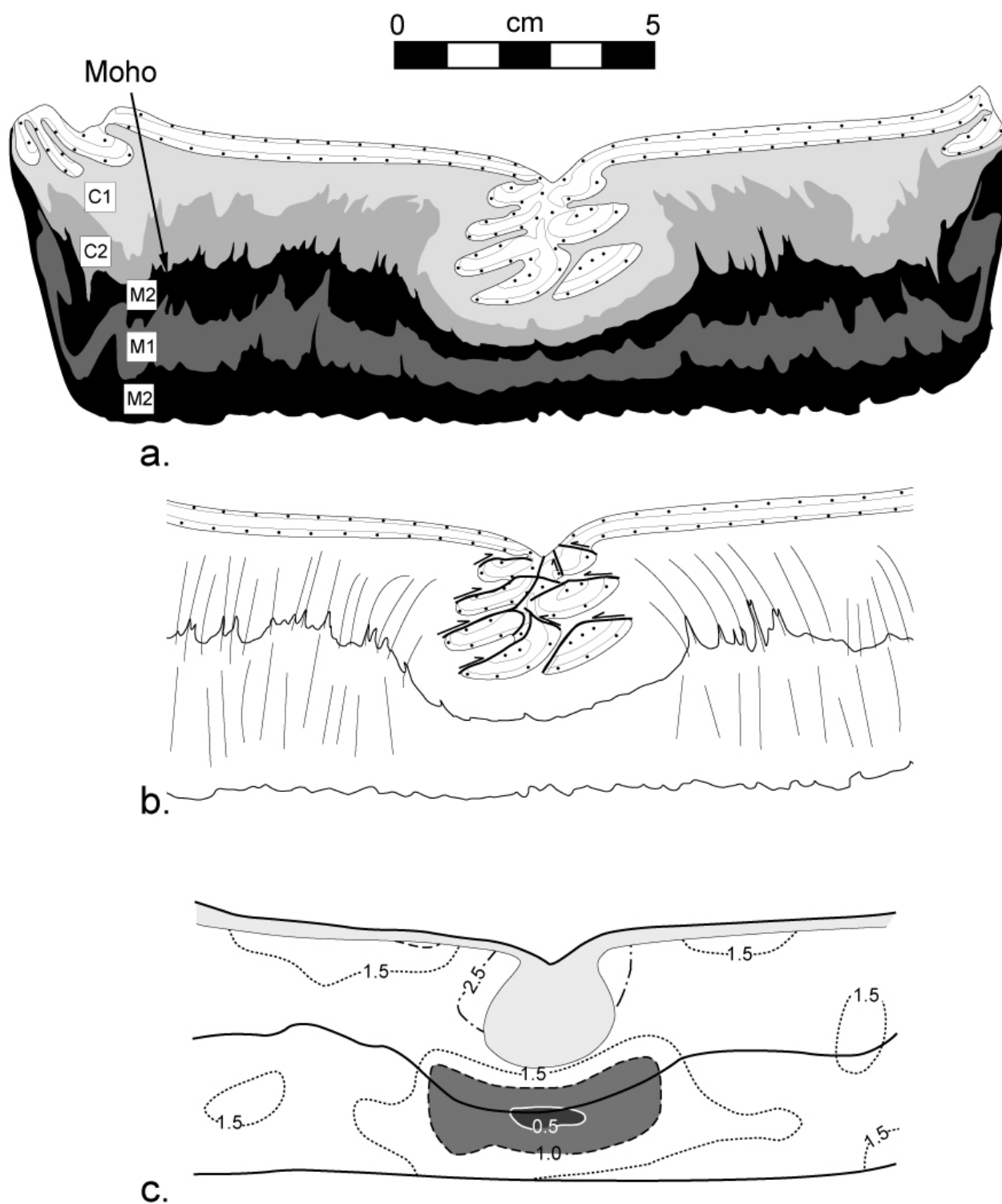


Figure III.2.9. (a) Line drawing of model cross section shown in Figure III.2.5a ($T = 30^{\circ}\text{C}$, $V = 0.5 \text{ cm/h}$). (b) Corresponding strain trajectories deduced from axial traces of minor folds. (c) Contours of ratios between initial and final ductile layer thickness (bulk finite vertical stretch, >1 ; Bulk finite vertical thinning, <1). Dark grey domains are domains of bulk finite vertical shortening beneath the pop down cluster (light grey).

To confirm the existence of a domain of vertical shortening below the block cluster, one additional experiment was performed, with the same experimental parameters than the model of *Figure III.2.9* but with vertical markers in the silicone ductile model-crust (*Figure III.2.10a*). Changes in markers width underline (1) a local downward increase in the amount of horizontal shortening below the undeformed sand layer (e.g. zone A on *Figure III.2.10a*), and (2) a strong vertical shortening at the base of the block cluster (zone B on *Figure III.2.10a*). The overall curvature of vertical markers illustrates the flow pattern around the descending blocks (*Figure III.2.10b*). Despite the bulk horizontal shortening at model scale, upper-crust block burial induces a divergent flow of the underlying ductile crust and mantle. This results in a horizontal shearing top to model centre at the brittle-ductile interface (*Figure III.2.10b*). These observations explain why $\lambda_1\lambda_2$ trajectories are nearly vertical close to lateral model borders and curve around the block cluster at the centre of the model (*Figure III.2.9b*).

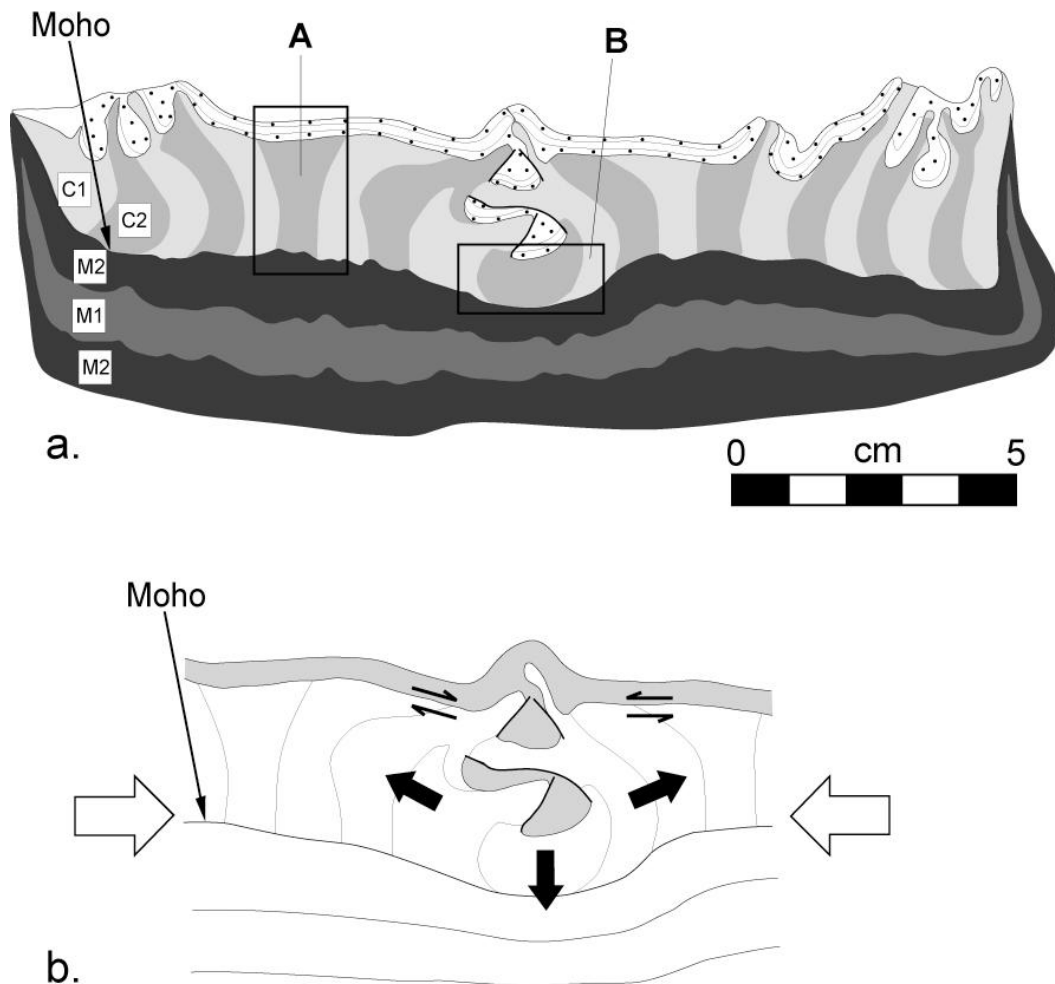


Figure III.2.10. (a) Cross-section through the central part of a model built with vertical markers within the ductile crust. $T = 30^{\circ}\text{C}$ and $V = 0.5 \text{ cm/h}$, similar to model Fig. 9. (b) Interpretative sketch showing main displacement directions within silicones (thick black arrows) and shear components at the brittle ductile interface. White arrows indicate the bulk shortening direction.

The *Figure III.2.11* summarizes, in cross-section, the overall pattern of $\lambda_1\lambda_2$ trajectories deduced from the combined analysis of experiments shown on *Figures III.2.9* and *Figure III.2.10*. The domain of flat lying trajectories below the block cluster implies the existence of a neutral surface that should migrate downward during progressive stacking of pop down blocks. With increasing shortening and block stacking, the neutral surface should thus migrate from the crust to the mantle (*Figure III.2.11*). The downward migration of the neutral surface may explain why some small folds at the layer interfaces are still present in a domain that displays overall vertical shortening. These folds represent an early stage of horizontal shortening not entirely erased by subsequent vertical shortening.

One remarkable feature of the strain pattern is that, underneath an undeformed brittle upper crust, coaxial shortening affects both the ductile crust and mantle surrounding the block cluster.

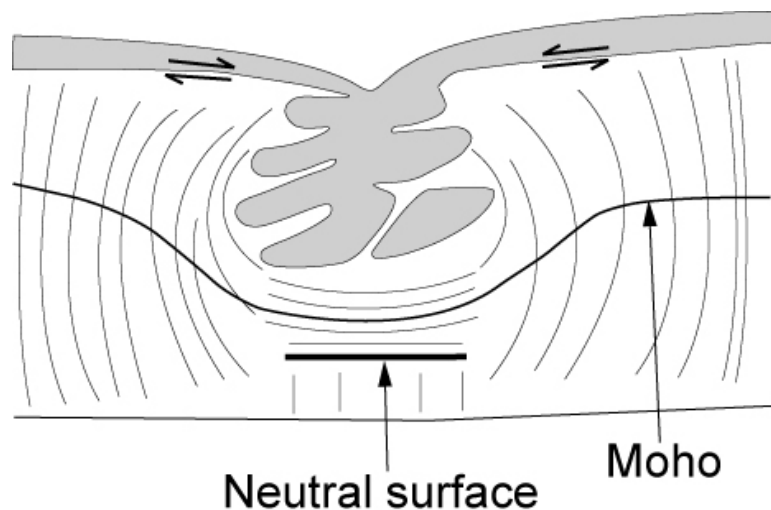


Figure III.2.11: Sketch summarizing main structural features associated with a pop down cluster. Steeply dipping lines are strain trajectories. See text for further explanations.

3.4. Variations of structures with temperature and boundary velocity

Experiments with similar materials and initial model geometry have been carried out for room temperatures $T=18, 25$ and 30°C and boundary velocities $V= 0.5, 1.0$ and 5.0 cm/h. Because variations of T and V have direct consequences on the initial strength profiles (*Appendix 1*), the different models display significant differences in deformation patterns (*Figure III.2.12*). The most localized deformation pattern is observed for $T= 30^{\circ}\text{C}$ and $V= 0.5$ cm/h. A decrease in T or an increase in V result in more distributed deformations due to an increase in the bulk strength of ductile layers, and therefore of the bulk lithosphere. Because the strength of the

sand layer is independent of T and V , these strength changes also correspond to a decrease of the brittle-ductile stress ratio.

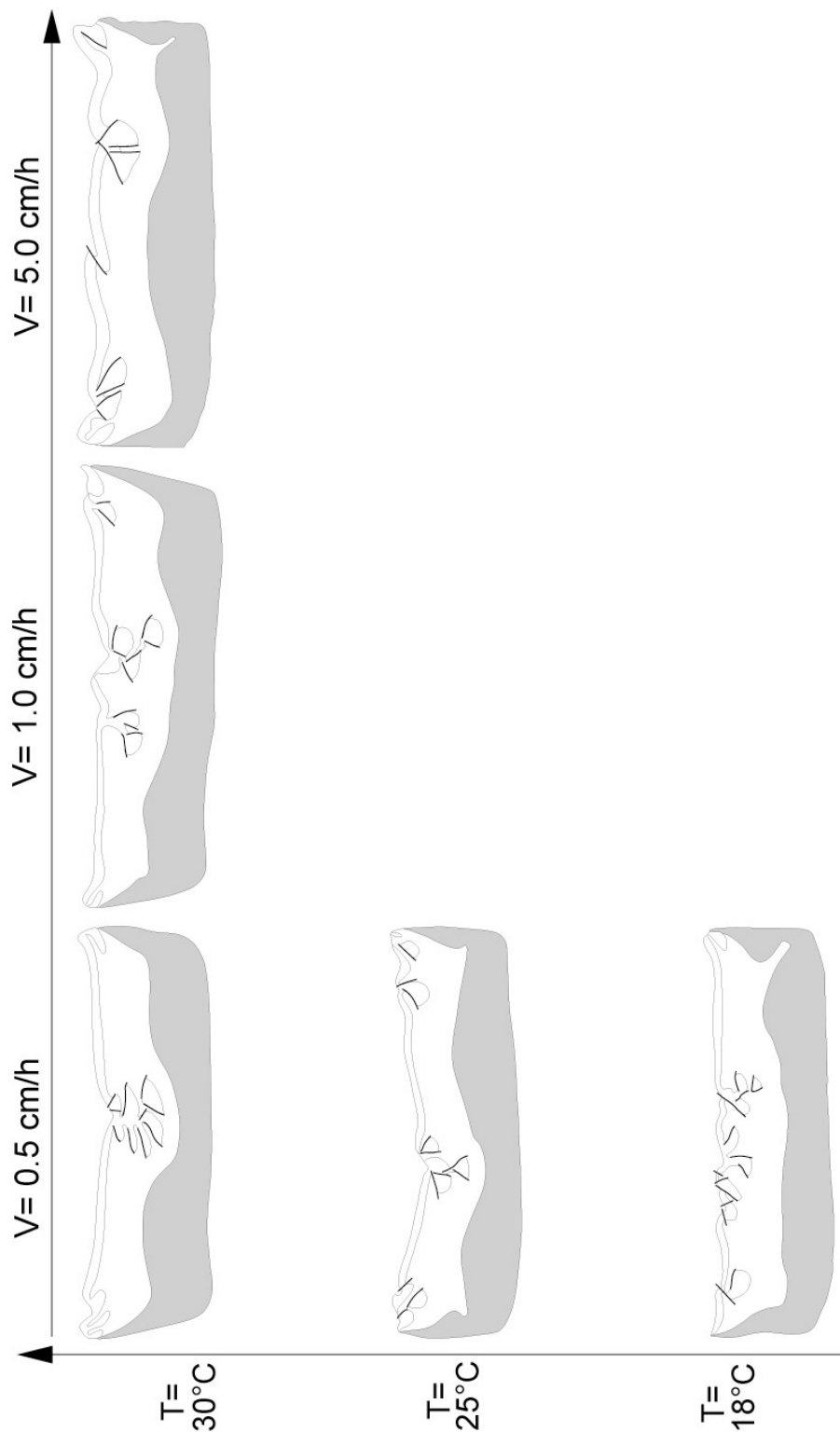


Figure III.2.12. Line drawings of cross-section in the central part of models deformed at different temperatures (T) and shortening velocities (V). Decrease in V or increase in T result in an increase of strain localisation in the brittle layer. Grey area is lithospheric mantle.

All models display the same deformation process marked by (1) distributed shortening of the ductile layers, and (2) development and burial of upper crust pop downs. In all experiments, the envelope of the surface and that of the base of the model lithosphere remain rather flat.

The only significant differences relates to the degree of strain localization within the brittle upper crust. When the shortening of the upper crust is strongly localized (e.g. Experiment with $T=30^{\circ}\text{C}$, and $V=0.5\text{ cm/h}$ in *Figure III.2.12*), the crust displays heterogeneous thickening and the Moho show significant deepening below the block cluster. However, away from it, the Moho envelope is flat lying. In contrast, when the shortening of the upper crust is more distributed (e.g. Experiment with $T=18^{\circ}\text{C}$ and $V=0.5\text{ cm/h}$ in *Figure III.2.12*), the topography of the Moho displays undulations with smaller amplitude and wavelength and therefore a rather flat envelope. With decreasing strain localization in the upper crust, the thickening of the ductile lithosphere becomes more homogeneous and domains of local vertical shortening below upper crust pop downs tend to disappear (*Figure III.2.13*).

Despite significant variations in the depth of the Moho, the base of the lithosphere remains rather flat (*Figure III.2.12*). This means that during deformation, any thickness heterogeneity created by shortening in the brittle crust is immediately compensated by lateral ductile flow to maintain a constant overall lithosphere thickness. Easy lateral flow is favoured by an extremely small strength ratio between the ductile layers and the upper crust. Moho undulations are due to density differences between the brittle upper crust, the ductile middle-lower crust and the ductile mantle. In overall, deforming models permanently trend toward isostatic equilibrium.

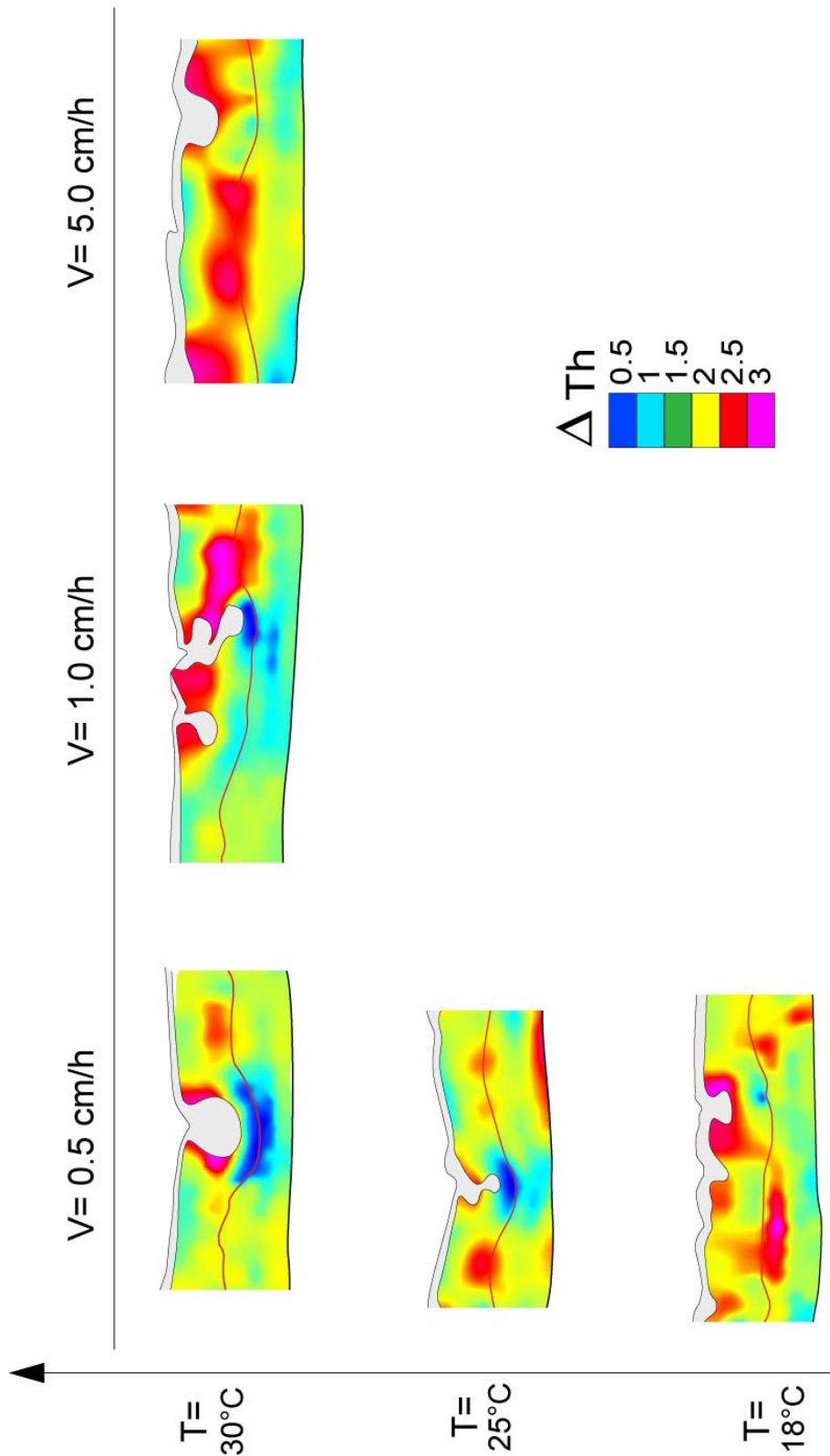


Figure III.2.13. Cross-sections showing variations in ratios between initial and final ductile layer thickness (bulk finite vertical stretch, >1 ; Bulk finite vertical thinning, <1) in central parts of models deformed at different temperatures (T) and shortening velocities (V). Red lines underline the Moho, light grey areas are sand dominated zones. Same models as in Figure III.2.12.

4. Discussion

4.1. Mechanical significance of pop-down clusters

In nature, pop-downs and pop-down clusters associated with shortening and “thrusting” as observed in our experiments appear rather unusual at crustal-scale. However, similar but smaller structures have been described in the context of salt tectonics (*Brun and Fort, 2004; Fort et al., 2005*). This suggests that compressional patterns observed in salt tectonics, in particular from 3D seismics, could provide useful structural data bases for application to compression of soft lithospheres. Comparable geometries may also be found at larger scale in compressive intra-mountain ramp basins bounded by conjugate thrusts with opposite vergence (*Cobbold et al., 1993; Burg et al., 1994*). Deformation features developed in our weak model lithospheres reflect a strong mechanical control by the ductile layers, with potential decoupling between brittle and ductile crust, as discussed below.

In compression, frictional models, as well as brittle-ductile models involving a strong sub-Moho mantle, generally lead to the building of asymmetric pop-up structures above major thrusts (*Malavielle, 1984; Beaumont et al., 1996*), a feature well documented in natural examples in the Pyrenees (*Choukroune et al., 1990*) and the Alps (*Pfiffner et al., 2000*). In contrast, our models with their thin and brittle layer overlying thick, ductile and weak ones provide favourable mechanical conditions for the development of rather symmetrical structures. Many works have consistently argued that high brittle-ductile ratios favours the development of thrust stacks; whereas more symmetrical thrust systems develop at lower brittle-ductile ratios (see *Jackson and Talbot, 1994 and refs. therein*). In our models, the strength of the ductile crust and mantle, as well as the low brittle-ductile ratios, also favour downward motion of upper-crustal blocks. As upper crust pieces have a limited thickness, room can be easily made in the ductile layers underneath. Moreover, it is noteworthy that pop-up-type structures are quite uncommon in our experiments and remain of limited amplitude. An important consequence of the particular mechanical properties of models is that topographic highs remain localized despite an overall doubling of the thickness of the ductile lithosphere throughout models. In other words, large bulk shortening results in model surfaces that suggest rather limited strains.

4.2. Implications for Precambrian tectonics

Several features developed in our models are quite comparable to structures typically found in many ancient compressive belts involving juvenile crust and associated with high geotherms (*Figure III.2.14*). These are in particular (1) a rather distributed crustal shortening marked by regional-scale steeply dipping foliations, and (2) vertical burial of upper-crustal domains. In Archaean deformation zones, the association between gneiss domes and greenstone belts is commonly attributed to vertical motions involving sagduction of dense upper crustal material within underlying partially melted continental crust (e.g. *Gorman et al., 1978; Schwerdtner and Lumbers, 1980; Goodwin and Smith, 1980; Dixon and Summers, 1983; Bouhallier et al., 1995; Choukroune et al., 1995, 1997; Chardon et al., 1996; Collins et al., 1998*). The important role of diapirism in the upward motion of hot and buoyant gneiss domes has also been invoked in Paleoproterozoic (*Brun et al., 1981; Bleeker and Westra, 1987; Pons et al., 1995; Caby et al., 2000*), and up to Neoproterozoic times (*Hippertt and Davis, 2000*). Most of these interpretations consider that vertical motions are driven by inverse density profiles, while the possible role of plate boundary tectonic forces is often neglected. A major outcome of our experiments is that compression of a weak lithosphere results in downward motion of upper-crustal pop downs accommodated by thrusting without requiring any inverse density profile.

Associations of thrust faulting and granite-greenstone belts have been described in several natural examples (*Gorman et al., 1978; Sawyer and Benn, 1993; Camiré and Burg, 1993; Choukroune et al., 1997; Griffin et al., 2004*). Granite-greenstone belts are generally associated with high-grade metamorphism and are affected by intense distributed horizontal shortening (e.g. *Chardon et al., 1998*) (*Figure III.2.14*). Therefore, deformation patterns mainly reflect late evolution stages where supracrustal rocks are ductile because substantially buried in the crust. Interfaces between gneiss domes and greenstones are thus generally steeply dipping and marked by intense shearing deformations that attest to relative vertical motions (*Figure III.2.14*). Nevertheless, moderately deformed greenstone belts may appear to be bounded by normal faults (e.g. Bababudan belt, Darwar Craton, *Figure III.2.14*), which suggests that local inverse density profiles may have some control on sites of preferred onset of sagduction.

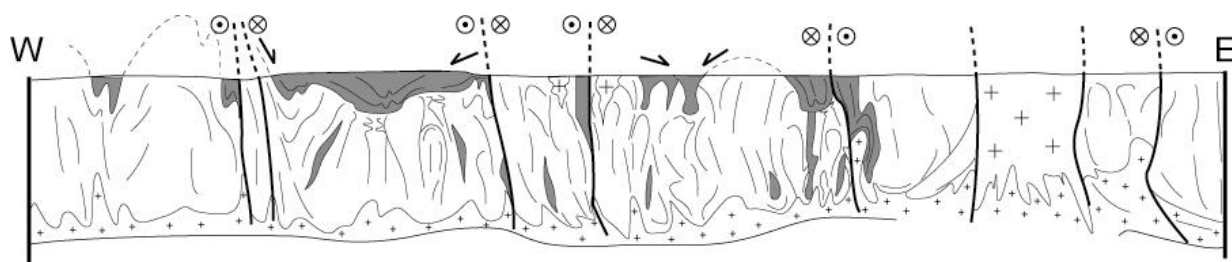


Figure III.2.14. Example of interpretative crustal-scale cross-section through an Archaean granite-greenstone transpressive belt (Dharwar Craton, India). Bottom line is the Moho; steeply dipping lines are foliation traces and shear zones; grey areas are greenstones; crossed areas are granitic domains. Modified after Chardon *et al.*, 1998.

Models emphasize that compression of weak and dominantly ductile lithospheres should result in distributed thickening, thrusts being limited to the thin upper brittle crust. However, the observed strain pattern indicates that the zones of pop down stacking could further trigger strain localisation within vertical deformation zones associated with vertical stretch. Many ancient deformation belts are marked by distributed thickening, but also by vertical transpressive zones that accommodate important components of vertical stretch (Hudleston *et al.*, 1988; Bouhallier *et al.*, 1995; Chardon *et al.*, 1998; Lonka *et al.*, 1998; Gapais *et al.*, 2005) (Figure III.2.14). These belts are also characterized by the juxtaposition, at the same structural level, of buried supracrustals and basement-dominated domains. Supracrustals may be dominated by dense rocks, as in Archaean greenstones, but also by metasediments, as observed in some Proterozoic belts (e.g. Coats *et al.*, 1972; Simonen, 1980; Ehlers *et al.*, 1986). In most examples, deformations are marked by important synkinematic magmatism and by widespread HT-LP metamorphic signatures (e.g. Sandiford, 1989; Bleeker, 1990; Ehlers *et al.*, 1993; Percival, 1994 and refs. therein; Monnier *et al.*, 1996; Holzer *et al.*, 1999; Caby *et al.*, 2000; Vassallo and Wilson, 2002) consistent with overall hot and weak lithospheres (e.g. Bailey, 1999; Cheng *et al.*, 2002; Rey *et al.*, 2003). As in our models, most of these peculiar deformation belts show poor evidence for large-scale thrust and nappe tectonics. Thus, metamorphic conditions are often monotonous over large surfaces, suggesting that isotherms remained rather flat despite intense horizontal shortening and crustal thickening (e.g. Ehlers *et al.*, 1993; Pelletier *et al.*, 2002; Gapais *et al.*, 2005). This latter feature is consistent with strain patterns developed in our models, where the overall envelopes of initially horizontal markers remain flat after 50% shortening. A broadly distributed deformation throughout the ductile lithosphere is further expected to favour limited isostatic disequilibrium, and consequently distributed and preferentially limited topographic gradients. This is supported by analogue models (Davy and Cobbold, 1991) (Figures III.2.1-4),

as well as by thermal models involving hot lithospheres (Rey *et al.*, 2001b; Rey and Houseman, *in press*).

4.3. Implications for high-Plateaus

Beside implications for ancient deformation zones involving juvenile terrains, one may consider thickened and thermally re-equilibrated lithospheres, as for example expected below high plateaus like the Altiplano or Tibet. There, many lines of evidence suggest that the crust is thick and hot, probably marked by partially melted zones below 20 km (see Dewey *et al.*, 1988; Wigger *et al.*, 1994; Nelson *et al.*, 1996; Schwartz and Krüger, 1997; Hacker *et al.*, 2000; Yuan *et al.*, 2000; Ducea *et al.*, 2003). Below the Andean Altiplano, geophysical and geological data indicate that compressive deformations currently occur, while surface geology suggests moderate erosion and deformation of the upper crust since the last 10 Ma (Lamb *et al.*, 1997).

In the Tibet plateau where crustal thickness is around 65 ± 5 km (Zhao *et al.*, 2001), seismic estimates of the α - β quartz transition indicate temperatures of 700°C at 18 km depth and 800°C at 32 km (Mehie *et al.*, 2004) confirming previous indicators for a hot crust (Hacker *et al.*, 2000, Nelson *et al.*, 1996; Wei *et al.*, 2001; Ducea *et al.*, 2003). At moderate wavelengths of approximately 100 km, the plateau is flat with relief of approximately 1 km or less for most of Tibet, as opposed to the much higher relief of up to 6 km on the plateau edges (Fielding *et al.*, 1994). Thin plate flexure modelling reveals lateral variations of elastic thickness (T_e) around low values, in the bound 10-30 km, in most of the Tibet plateau and with lower values in the Qiantang terrain, where T_e reaches 8 km (Braitenberg *et al.*, 2003). Such flatness and low T_e values for a thick crust provide strong arguments in favour of crust weakness. The large-scale morphology of eastern Tibet reflects fluid flow within the underlying crust whose modelling suggests low viscosities from 10^{18} Pas beneath the plateau margins to an upper bound of 10^{16} Pas beneath the plateau (Clark and Royden, 2000). As has been shown long ago, the surface geology in central Tibet does not bring evidence for strong crustal shortening (Coward *et al.*, 1988; Kidd *et al.*, 1988; Burg *et al.*, 1994) despite a crustal thickness around 65 km. Deformation is distributed with no clear vergence of thrusts and no significant hangingwall topography (Fielding *et al.*, 1994; Fielding, 1996; Murphy *et al.*, 1997; Kapp *et al.*, 2005). Seismic evidence suggests that convergence has been largely accommodated through pure-shear thickening accompanied by removal of lower crustal material by lateral ductile flow (Haines *et al.*, 2003). GPS data (Zhang *et al.*, 2004) also argue for distributed deformations across the plateau, still accumulating today,

and demonstrate a transverse shortening velocity component of 2cm/y between the Tsangpo suture zone and the northern border of the plateau –i.e. 20 km of shortening per million of years.

The above lines of evidence all indicate that the Tibet plateau corresponds to a hot and weak crust that was and is still thickening by distributed shortening. Such thickening likely corresponds to pure shear at lithosphere scale (“vertical plane strain NS shortening” of *Dewey et al., 1988*) and, as illustrated in our experiments, could operate by pop-down thrusting of the brittle upper crust and ductile flow of the underlying crust and mantle. Finally, the pop-down mode of upper crust deformation offers a simple solution to the tectonic paradox of high plateaus of Tibet-type where the crust is significantly thickened without neither significant topographic gradients nor evidence of strong shortening at surface.

5. Conclusions

The analogue modelling study of weak lithosphere shortening presented in this paper emphasizes an original mode of thickening that can be summarised as follows.

1. The whole lithosphere undergoes nearly vertical pure shear with the envelopes of surface, Moho and lithosphere base remaining close to horizontal, even for strong amounts of bulk shortening.
2. Thrusting that is limited to the brittle upper crust results in burial of “pop-down” units. The number of simultaneous pop-down units reduces with decreasing values of mechanical coupling between brittle and ductile layers. Shortening absorbed at a restricted number of sites leads to the stacking of several pop-down units.
3. Horizontal shortening results in distributed thickening of crust and mantle ductile layers.

Such mode of lithosphere thickening, where pieces of the upper crust are pop-down into the ductile crust without inverse density profile, sheds new light on the followings.

4. the overall deformation pattern of ancient deformation zones involving juvenile crust, as commonly observed in Archaean and Paleoproterozoic times.
5. the tectonic paradox of high plateaus of Tibet-type where the crust is significantly thickened without neither significant topographic gradients nor evidence of strong shortening at surface

Acknowledgements

This paper is a contribution of a CNRS program (DyETI). J-P Brun acknowledges financial support from the Institut Universitaire de France. We thank J.J. Kermarrec, N. Durrieu, N. Carry and S. Schueller for their help in the modelling laboratory and P. Rey and an anonymous referee for suggestions of improvements and constructive remarks.

References

- Bailey, R.C.**, 1999. Gravity-driven continental overflow and Archaean tectonics. *Nature*. 398, 413-415.
- Beaumont, C.**, Ellis, S., Hamilton, J., Fullsack, P., 1996. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology* 24, 675-678.
- Bleeker, W.**, 1990. New structural-metamorphic constraints on Early Proterozoic oblique collision along the Thompson Nickel Belt, Manitoba, *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 37, 57-73.
- Bleeker, W.**, Westra, L., 1987. The evolution of the Mustio gneiss dome, Svecofennides of SW Finland. *Precambrian Res.* 36, 227-240.
- Bouhallier, H.**, Chardon, D., Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Darwar craton (Karnakata, South India), *Earth. Planet. Sci. Lett.* 135, 57-75.
- Braitenberg, C.**, Wang, Y., Fang, J., Hsu, H. T., 2003. Spatial variations of flexure parameters over the Tibet–Quinghai plateau. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 205, 3-4, 211-224.
- Braun, J.**, Pauselli, C., 2004. Tectonic evolution of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: constraints from coupled numerical models of crustal deformation and surface erosion driven by subduction of the underlying mantle. *Phys. Earth. Planet. Int.* 141, 4, 281-301.
- Brun, J.P.**, 1999. Narrow rifts vs wide rifts: inferences for the mechanics of rifting for laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 357, 695-712.
- Brun, J.P.**, 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile model. In: S. De Meers, M.R. Drury, J.H.P. De Bresser, G.M. Pennock (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 200, 355-370.
- Brun, J.P.**, Fort, X., 2004. Compressional salt tectonics (Angolan margin). *Tectonophysics* 382, 129-150.
- Brun, J. P.**, Gapais, D., Le Theoff, B., 1981. The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): Interfering diapirs. *Tectonophysics* 74, 283-304.
- Burg, J.P.**, Davy, P., Martinod, J., 1994. Shortening of analogue models of the continental lithosphere: New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics* 13, 2, 475-483.
- Caby, R.**, Delor, C., Agoh, O., 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire) : rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J. Afr. Earth. Sci.* 30, 351-374.
- Camiré, G.E.**, Burg, J.P., 1993. Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian. Res.* 61, 51-66.
- Chardon, D.**, Choukroune, P., Jayananda, M., 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in south India. *J. Struct. Geol.* 18, 991-1004.
- Chardon, D.**, Choukroune, P., Jayananda, M., 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precambrian Res.* 91, 1-2, 15-39.

- Cheng, L.Z.**, Mareschal, J., Jaupart, C., Rolandone, F., Gariépyand, C., Radigon, M., 2002. Simultaneous inversion of gravity and heat flow data: constraints on thermal regime, rheology and evolution of the Canadian Shield crust. *J. Geodyn.* 34, 11-30.
- Choukroune, P.**, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt. *Tectonics*. 8, 23-39.
- Choukroune, P.**, Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P., Riess, A.C. (Eds.), *Early Precambrian Processes*, Geol. Soc. Lond. Spe. Pub. 95, 67-86.
- Choukroune, P.**, Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, Geol. Soc. Lond. Spe. Pub. 121, 63-98.
- Choukroune, P.**, Roure, F., Pinet, B., & ECORS PYRENEES TEAM, 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics* 173. 411-423.
- Clark, M.K.**, Royden, L., 2000. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*. 28, 703-706.
- Coats, C.J.A.**, Quirke, J.R., Bell, T.T., Cranstone, D.A., Campbell, F.H.A., 1972. geology and mineral deposits of the Flin Flon, Lynn Lake and Thompson areas, Manitoba and the Churchill Superior Front of the Western Precambrian Shield. Field excursion guidebook, 24th International Geological Congress, A31-C31.
- Cobbold, P. R.**, Davy, P., Gapais, D., Rossello, E. A., Sadybakasov, E., Thomas, J. C., Tondji Biyo, J. J., De Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedim. Geol.* 86, 1-2, 77-89.
- Collins, W.J.**, 2002. Hot orogens, tectonic switching and creation of continental crust. *Geology*. 30, 6, 535-538.
- Collins, W.J.**, Van Kranendonk, M.J., Teyssier, C., 1998. Partial convective overturn of Archean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *J. Struct. Geol.* 20, 1405-1424.
- Coward, M.P.**, Kidd, W.S.F., Pan, Y., Shackleton, R.M., Zhang, H., 1998. The structure of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 327, 307-336.
- Davy, P.**, Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Davy, P.**, Choukroune, P., Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. France* 8, 219-228.
- Dewey, J.F.**, Shackleton, R.M., Chengfa, C., Yiyin, S., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 327, 379-413.
- De Wit, M.J.**, 1998. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian. Res.* 91, 1-2, 181-226.
- Dixon, J.M.**, Summers, J.M., 1983. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. *Can. J. Earth Sci.* 20, 1843-1861.

- Ducea, M.N.,** Lutkov, V., Minaev, V.T., Hacker, B., Ratschbacher, L., Luffi, P., Schwab, M., Gehrels, G.E., McWilliams, M., Vervoort, J., Metcalf, J., 2003. Building the Pamirs: The view from the underside. *Geology*. 31, 10, 849-852. doi: 10.1130/G19707.1.
- Ehlers, C.,** Lindroos, A., Jaanus-Järkkälä, M., 1986. Stratigraphy and geochemistry in the Proterozoic mafic volcanic rocks of the Nagu-Korpo area, SW Finland. *Precambrian. Res.* 32, 297-315.
- Ehlers, C.,** Lindroos, A., Selonen, O., 1993. The late-Svecofenian granite-migmatite zone of southern Finland - a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Precambrian. Res.* 64, 295-309.
- England, P.C.,** McKenzie, D.P., 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 70, 295-321.
- Fielding, E.,** Isacks, B., Barazangi, M., Duncan, C., 1994. How flat is Tibet? *Geology*. 22, 2, 163-167.
- Fielding, E.,** 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*. 260, 1-3, 55-84.
- Fort, X.,** Brun, J.P., Chauvel, F., 2004. Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. *AAPG Bull.* 88, 11, 1523-1544.
- Gapais, D.,** Potrel, A., Machado, N., Hallot, E., 2005. Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt (Manitoba, Canada). *Tectonics* 24, 1-16.
- Goodwin, A.M.,** Smith, I.E.M., 1980. Chemical discontinuities in Archean volcanic terrains and the development of Archean crust. *Precambrian Res.* 10, 301-311.
- Gorman, B.E.,** Pearce, T.H., Birkett, T.C., 1978. On the structure of Archean greenstone belts. *Precambrian. Res.* 6, 23-41.
- Griffin, W. L.,** Belousova, E. A., Shee, S. R., Pearson, N. J., O'Reilly, S. Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian. Res.* 131, 231-282.
- Hacker, B.R.,** Gnos, E., Ratschbacher, L., Grove, M., McWilliams, M., Sobolev, S.V., Jiang, W., Wu, Z., 2000. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet, *Science* 287, 2463-2466.
- Haines, S.S.,** Klemperer, S.L., Brown, L., Guo, J., Mechie, J., Meissner, R., Ross, A., Wenjin, Z., 2003. INDEPTH III seismic data: From surface observations to deep crustal processes in Tibet. *Tectonics* 22, 1001, doi : 10.1029/2001TC001305, 2003.
- Hamilton, W.B.,** 2003. An alternative Earth. *GSA Today* 13, 4-12.
- Hamilton, W.B.,** 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Res.* 91, 1-2, 143-179.
- Harrison, T.M.,** Grove, M., Lovera, O.M., Catlos, E., 1998. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *J. Geophys. Res.* 103, 27017-27032.
- Hauck, M.L.,** Nelson, K.D., Brown, L.D., Zhao, W., Ross, A.R., 1988. Crustal structure of the Himalayan orogen at ~ 90° east longitude from projet INDEPTH deep reflection profiles. *Tectonics*. 17, 481-500.

Hippertt, J., Davis, B., 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilatero Ferriero, southeastern Brazil). *Precambrian Res.* 102, 99-121.

Holzer, L., Barton, J. M., Paya, B. K., Kramers, J. D., 1999. Tectonothermal history of the western part of the Limpopo Belt: tectonic models and new perspectives. *J. Afr. Earth. Sci.* 28, 383-402.

Houseman, G.A., Molnar, P., 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. *Geophys. J. Int.* 128, 125-150.

Hudleston, P.J., Schultz-Ela, D., Southwick, D.L., 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Can. J. Earth Sci.* 25, 1060-1068.

Hyndman, R.D., Currie, C.A., Mazzotti, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *GSA Today*. 15, 2, 4-10.

Jackson, M.P.A., Talbot, C.J., 1994. Advances in salt tectonics. In: Hancock, P. (Ed.), *Continental deformation*, Pergamon Press, Oxford, 159-179.

Kapp, P., Yin, A., Harrison, T.M., Ding, L., 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 865-878.

Kidd, W.S.F., Yusheng, P., Chengfa, C., Coward, M.P., Dewey, J.F., Gansser, A., Molnar, P., Shackleton, R.M., F.R.S., Yiyin, S., 1988. Geological mapping of the 1985 Chinese- British Tibetan (Xizang-Qinghai) Plateau Geotraverse route. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 327, 287-305.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* 188, 203-207.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, Geol. Soc. Lond. Spe. Pub. 121, 237-264.

Lonka, H., Schulmann, K., Venera, Z., 1998. Ductile deformation of tonalite in the Suomusjarvi shear zone, south-western Finland. *J. Struct. Geol.* 20, 783-798.

Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: Application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. Geol. France.* 7, 129-138.

Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage), en compression et en extension. *Mem. Docum. Centre. Arm. Et. Struct. Socles*, Rennes, 44, p 283.

McClelland, W.C., Oldow, J.S., 2004. Displacement transfer between thick- and thin-skinned décollement systems in central North American Cordillera. In: Grocott, J., McCaffrey, K. J. W., Taylor, G., Tikoff, B. (Eds) *Vertical coupling and decoupling in the lithosphere*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 227, 177-195.

Mechie, J., Sobolev, S.V., Ratschbacher, L., Babeyko, A.Y., Bock, G., Jones, A.G., Nelson, K.D., Solon, K.D., Brown, L.D., Zhao, W., 2004. Precise temperature estimation in the Tibetan crust from seismic detection of the α - β quartz transition. *Geology* 32, 601-604.

Monnier, O., Ménot, R.P., Peucat, J.J., Fanning, M., Giret, A., 1996. Actualisation des données géologiques sue Terre Adélie (Antarctique est): mise en évidence d'un collage tectonique au Protérozoïque, C. R. Acad. Sci. Paris, série D, 322, 55-62.

Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T.M., Dürr, S.B., Chen, Z., Ryerson, F.J., Kidd, W.S.F., Wang, X., Zhou, X., 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau ? *Geology*. 25, 719-722.

Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., Klemperer, S.L., Makovsky, Y., Meissner, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Leshou, C., Tan, H., Wei, W., Jones, A.G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W.S.F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Wu, C., Sandvol, E., Edwards, M., 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science* 274, 5293, 1684-1688.

Pelletier, A., Gapais, D., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 2002. Tectonique transpressive en Terre Adélie (est Antarctique). *Comptes. Rendus. Geosc.* 334, 505-511.

Percival, J.A., 1994. Archean high-grade metamorphism. In: *Condie, K.C., (Ed.), Archean crustal evolution*, Elsevier, Amsterdam, 357-410.

Pfiffner, A., Ellis, S., Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps from geodynamic modelling. *Tectonics* 19. 1065-1094.

Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of the 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimien of southwestern Niger. *Precambrian. Res* 70, 281-305.

Ranalli, G., 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: *Burg, J.P., Ford, M. (Eds) Orogeny through time*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 121, 19-37.

Ranalli, G., 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *J. Geodyn.* 30, 3-15.

Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001a. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*. 342, 3-4, 435-449.

Rey, P.F., Houseman, G., Poudjom Djomani, Y.H., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2001b. The impact of body forces on Archaean continental lithosphere. 4IAS conference (Perth, WA), AGSO Geoscience Australia Record 37, 84-86.

Rey, P.F., Philippot, P., Thébaud, N., 2003. Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75–2.65 Ga global crisis, *Precambrian Res.* 127, 43-60.

Rey, P.F. and Houseman, G., in press. Lithospheric Scale Gravitational Flow: The Impact of Body Forces on Orogenic Processes from Archaean to Phanerozoic. In: *Buiter, S., Schreurs, G. (eds) Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Séguret, M., Camara, P., Déramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross- sections ; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*. 8, 41-50.

Royden, L.H., Burchfiel B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z.L., Shen, F., Liu, Y.P., 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*. 276, 5313, 788- 790.

Sandiford, M., 1989. Secular trends in the thermal evolution of metamorphic terrains. *Earth Planet. Sci. Lett.* 95, 85-96.

- Sawyer, E.W., Benn, K., 1993.** Structure of the high-grade Opatika belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince and Archaean mountain front. *J. Struct. Geol.* 15, 1443-1458.
- Schmid, S.M., Kissling, E., 2000.** The arc of the Western Alps in the light of new data on deep crustal structure. *Tectonics*. 19, 62-85.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004.** Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae*. 97, 93-117.
- Schwartz, G., Krüger, D., 1997.** Resistivity cross section through the southern Central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings. *J. Geophys. Res.* 102 (B6), 11957-11978.
- Schwerdtner, W.M., Lumbers, S.B., 1980.** Major diapiric structures in the Superior and Greenville provinces of the Canadian Shield. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 20, 149-180.
- Simonen, A., 1980.** The Precambrian in Finland. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 304, 58 pp.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., 1987.** A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancocks, P.L. (Eds) *Continental extension tectonics*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 28, 187-201.
- Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L., 2002.** Palaeoproterozoic regional-scale non coaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. *J. Struct. Geol.* 24, 1-24.
- Wakabayashi, J., 2004.** Tectonic mechanisms associated with P-T paths of regional metamorphism: alternatives to single-cycle thrusting and heating. *Tectonophysics*. 392, 193-218.
- Wei, W., Unsworth, M., Jones, A., Booker, J., Tan, H., Nelson, D., Chen, L., Li, S., Solon, K., Bedrosian, P., Jin, S., Deng, L., Ledo, J., Kay, D., Roberts, B., 2001.** Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science* 292, 716-718.
- Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.D., Martinez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., Viramonte, J., 1994.** Variation in the structure of the Southern central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: Reuters, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, 23-48.
- Windley, B.F., 1993.** Uniformitarianism today: Plate tectonics is the key to the past. *J. Geol. Soc.* 150, 1, 7-19.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Ash, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka A., 2000.** Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature*. 408, 958-961.
- Zhang, P.Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., Xinzhaoy, Y., 2004.** Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology* 32, 809-812.
- Zhao, W., Mechie, J., Brown, L.D., Guo, J., Haines, S., Hearn, T., Klemperer, S.L., Ma, Y.S., Meissner, R., Nelson, K.D., Ni, J.F., Pananont, P., Rapine, R., Ross, A., Saul, J., 2001.** Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data. *Geophys. J. Inter.* 145, 486-498.

Appendix 1: Strength profiles

In the sand layer, the critical stress can be expressed in terms of the difference between maximum and minimum principal stresses and material parameters (*Ranalli, 2000*). For thrust fault,

$$\sigma_1 - \sigma_3 = [2\mu\rho gz (1-\lambda) + 2S] / [(\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu], \quad (1)$$

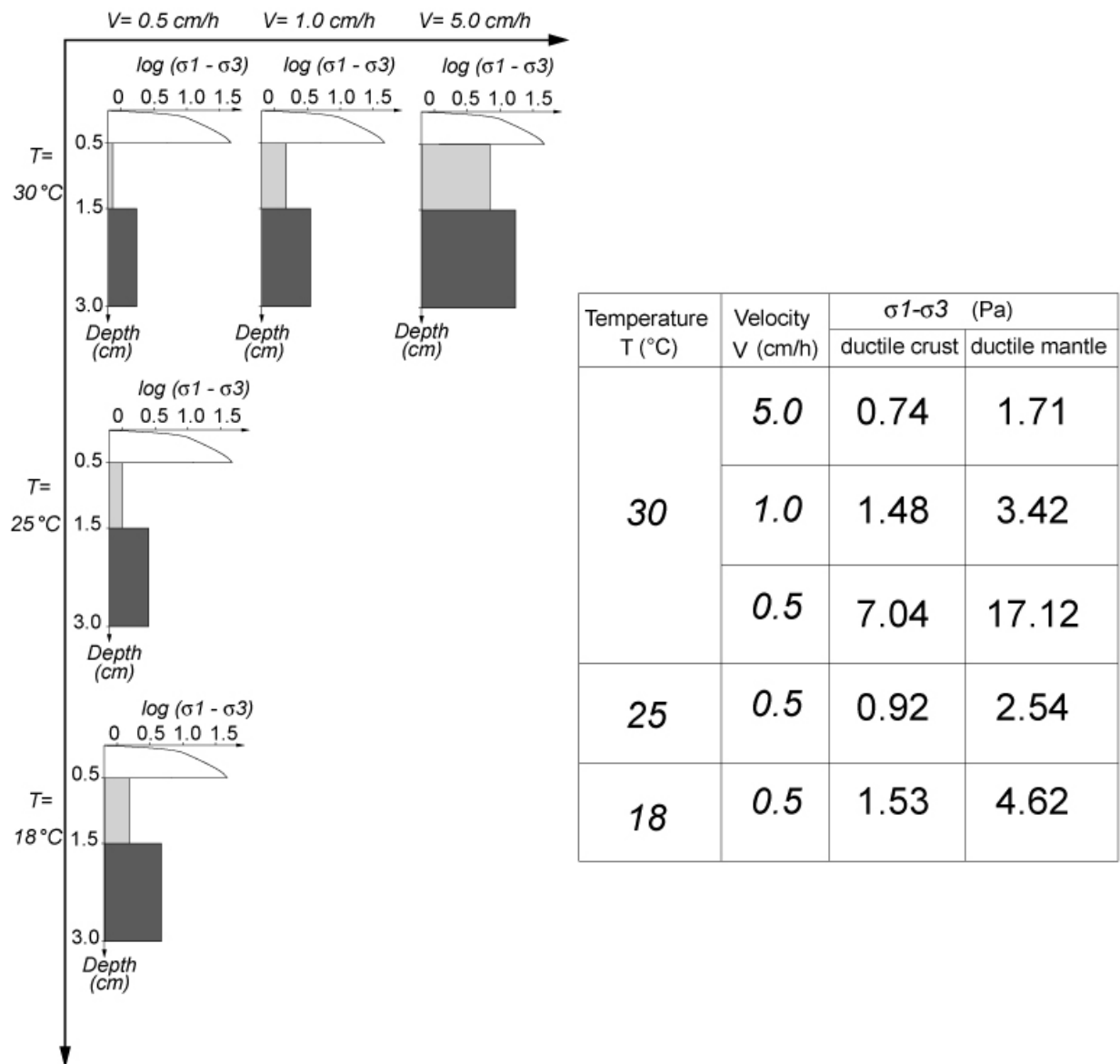
where μ is the frictional coefficient with a mean value of 0.58 (*Krantz, 1991; Martinod, 1991*); ρ is the density of the sand; g is the acceleration due to the gravity; z is the thickness of the sand layer; λ is the pore fluid factor (here equal to zero); S is the cohesion factor of the material (equal to zero in our experiments, because the cohesion of Fontainebleau sand used is negligible).

In the silicone layers, the shear stress is:

$$\tau = \mu V / t_s, \quad (2)$$

where t_s and μ correspond to the length and the viscosity of the silicone layer, respectively, and V is the velocity of horizontal displacement at the onset of the experiment.

Figure III.2.15 shows the theoretical strength profiles calculated for models done at different displacement velocities (V) and temperatures (T). Decrease in temperature and (or) increase in velocity induce strengthening of model lithospheres. Thus, the series of experiments (*Table I*) allowed us to investigate the effects of the variations of strength profiles on deformation modes.



Appendix 1: Estimates of strength profiles for the series of experiments at different convergence rates (boundary velocities) and temperatures. Table gives strength values.

III. 3. EXPERIENCE COMPLEMENTAIRE

Dans le cadre de cette série d'expérience en 2D (sans bord libre), une expérience complémentaire a été réalisée. La lithosphère analogue est ici composée de 4 couches, avec la partie supérieure du manteau lithosphérique analogue caractérisée par un comportement fragile et constituée d'une couche de sable. Cette expérience avait comme objectif de tester l'effet d'un raccourcissement horizontal sur un modèle résistant afin de pouvoir comparer ces résultats avec les résultats présentés précédemment (*Chapitre III.2.*)

▮ Dispositif et procédure expérimentale

Le modèle à 4 couches a été réalisé avec le même dispositif que présenté précédemment dans le *chapitre III.2.*, avec de haut en bas (*Figure III.3.1.*): 1 cm de sable allégé (mélangé avec de l'éthyl-cellulose) représentant la croûte supérieure ($d = 1.2$), 0.5 cm de silicone violette pour la croûte inférieure ($d = 1.4$, $\rho = 2.10^4 \text{ Pa.s}$), 0.5 cm de sable pour la partie fragile du manteau lithosphérique ($d = 1.5$), et 1 cm de silicone bleue pour la partie ductile du manteau lithosphérique ($d = 1.6$, $\rho = 6.10^4 \text{ Pa.s}$). Les paramètres choisis pour cette expérience sont une vitesse de raccourcissement de 0.5 cm/h et une température de 18-20°C (température ambiante). L'expérience présentée est déformée avec un taux de raccourcissement final de 25%.

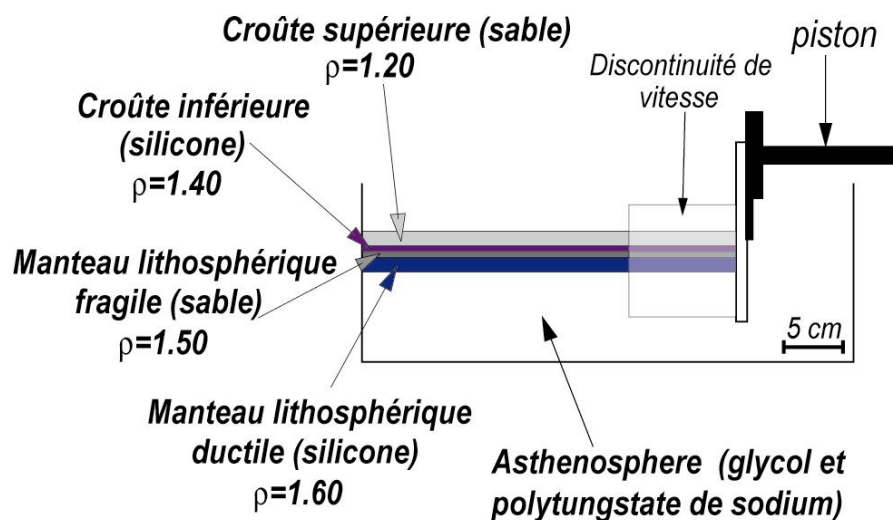


Figure III.3.1. : Dispositif expérimental (vu de côté)

▣ Résultats

Les photographies des vues de surface montrent l'évolution des structures pendant le raccourcissement du modèle (*Figure III.3.2a-b-c*). Un chevauchement principal s'initie d'abord près du bord fixe opposé au mur mobile (effet de bord), puis plusieurs chevauchements s'initient depuis les DVs et vont se propager vers ce même mur (opposé au mur mobile) (*Figure III.3.2.b*). Après 25% de raccourcissement (*Figure III.3.2.c*), les chevauchements restent localisés plutôt vers un bord du modèle. Ceci est un artefact dû au fait que le premier chevauchement ne soit pas initié au centre du modèle mais près d'un bord puis contrôle ensuite la localisation des déformations subséquentes. Les reliefs créés sont bien plus importants que dans le cas du raccourcissement d'un modèle à 3 couches. Les chevauchements les plus « centraux » semblent montrer une vergence régulière et correspondraient à des chevauchements synthétiques du raccourcissement.

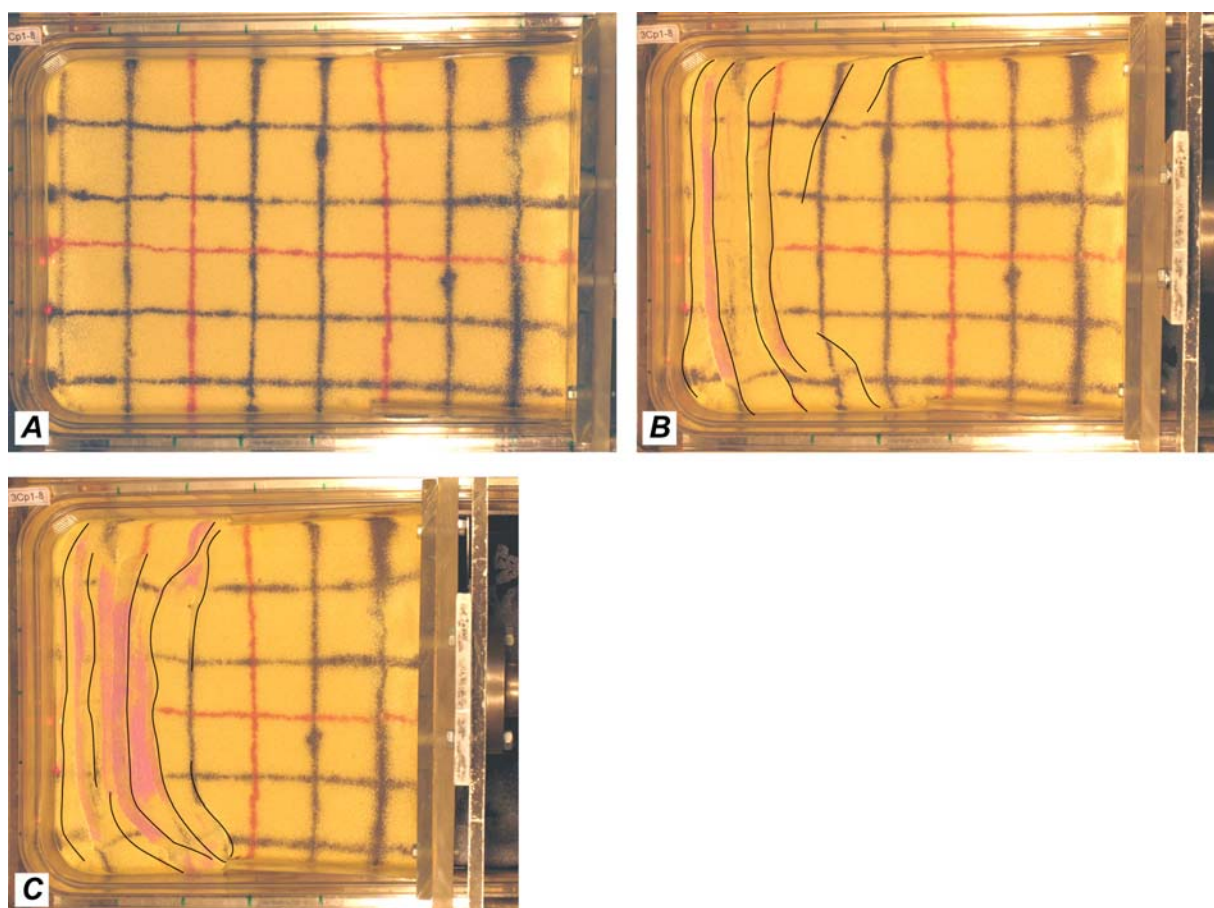


Figure III.3.3 : Vues de surface d'une expérience à 4 couches réalisée à $T = 20^{\circ}\text{C}$ et $V = 0.5 \text{ cm/h.}$, correspondant à trois stades de raccourcissement (0, 12 et 25%). Les traits noirs soulignent la trace des principaux chevauchements initiés près du bord fixe ; bord opposé au mur mobile.

En coupe, même s'il existe un biais dans les observations du fait de la localisation des structures près d'un bord du modèle, des caractéristiques différentes de celles observées au sein des modèles à 3 couches apparaissent (notamment la structure la plus centrale qui ne correspond pas à un effet de bord) (*Figure III.3.3*) :

Les chevauchements affectent l'ensemble de la croûte et décalent également le Moho. De plus, les reliefs créés (associés au fonctionnement de ces chevauchements de plus grande échelle) sont importants. L'épaississement des couches ductiles semble être assez hétérogène et est associé au jeu des chevauchements. Enfin, les chevauchements développés ont généralement une vergence bien définie et ne semblent pas conjugués, comme dans le cas des modèles à 3 couches.

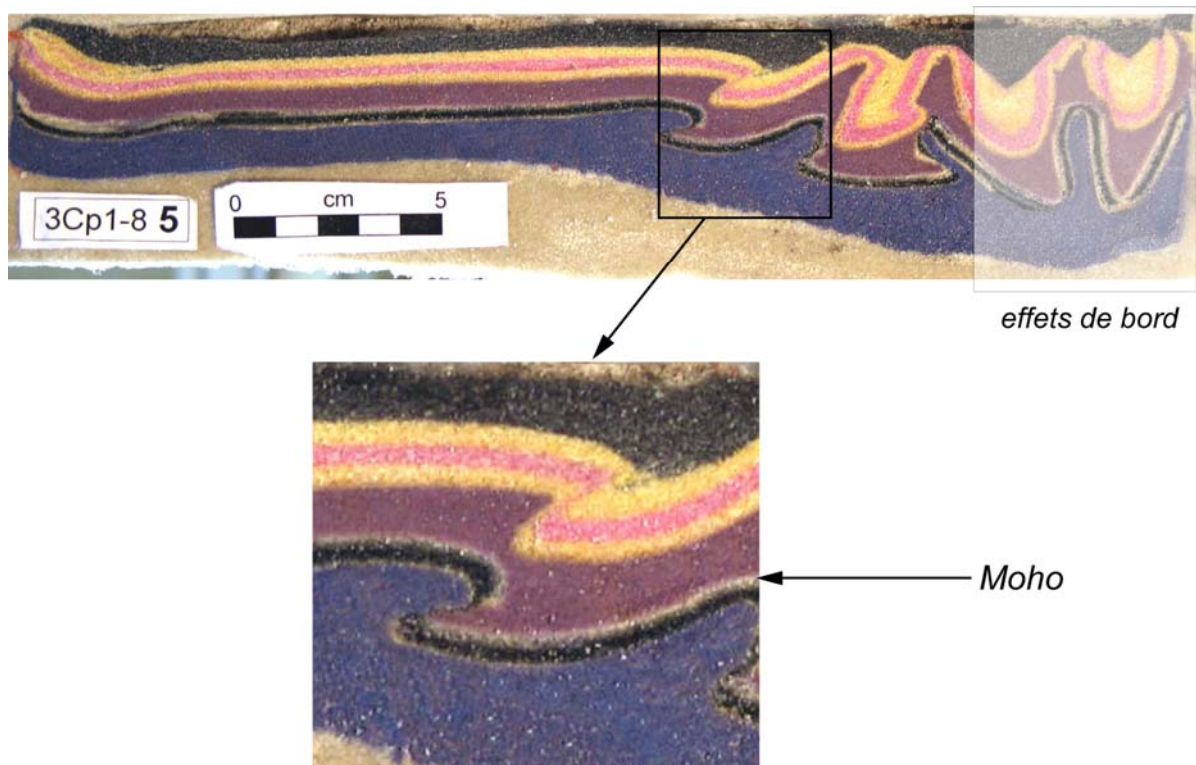


Figure III.3.3 : Coupe au centre d'une expérience à 4 couches réalisée à $T = 20^{\circ}\text{C}$ et $V = 0.5 \text{ cm/h}$.

Comme Davy *et al.* (1990; 1991) l'ont proposé (*Figure III.2.1*), les résultats de l'expérience à 4 couches présentés ici montrent que des lithosphères résistantes accommodent un raccourcissement horizontal par le développement de structures chevauchantes de grande échelle, localisées, permettant alors le développement de reliefs importants. Ces caractéristiques sont très différentes de celles observées au sein de lithosphères analogues molles en compression (voir *chapitre précédent*).

III. 4. BILAN -CONCLUSIONS DE LA MODELISATION ANALOGIQUE

Les résultats des expériences analogiques ont montré que des lithosphères peu résistantes (constituées de 3 couches), soumises à un raccourcissement horizontal, ont un mode de déformation particulier. En effet, le raccourcissement appliqué à ces modèles lithosphériques est très largement accommodé par les couches ductiles et les contraintes compressives ne peuvent pas être transmises par la seule couche fragile, dont l'épaisseur est limitée. Le raccourcissement horizontal résulte alors en un épaissement distribué et assez homogène des couches ductiles et les chevauchements de grande échelle sont totalement absents. Les seules structures chevauchantes qui peuvent se développer sont de taille limitée et restent restreintes dans la croûte supérieure. Ces structures chevauchantes de taille réduite permettent la création puis l'enfoncement vertical successif de pop-downs constitués de matériel supracrustal, et ceci sans aucun profil de densité inverse au sein des expériences. Les fabriques développées au sein des modèles sont de manière générale sub-verticales tandis que les interfaces (Moho et base de la lithosphère) restent sub-plates, même après 50% de raccourcissement, du fait du caractère plutôt homogène de la déformation. Enfin, la création de reliefs reste très limitée et les surfaces des modèles demeurent aussi globalement plates.

Au contraire, une lithosphère analogue résistante soumise à un raccourcissement horizontal présente un épaissement accommodé par le développement de chevauchements de grande échelle. Dans ce cas, les reliefs créés sont de taille importante et les interfaces (Moho, base de la lithosphère) ne restent pas plates après déformation. Les mouvements de matière sont localisés le long des structures majeures.

Finalement, les résultats des modèles analogiques ont montré **qu'une lithosphère peu résistante, soumise à un raccourcissement horizontal, s'épaissit de manière distribuée et relativement homogène et que l'épaississement s'accompagne d'une descente de matériel supracrustal**. Ces résultats éclairent les observations de terrain faites dans le domaine Sud Svécofennien Finlandais, au sein duquel une lithosphère juvénile est impliquée en contexte compressif. En effet, l'étude de terrain présentée dans le *chapitre II.2* a montré que dans ce domaine, un raccourcissement horizontal était accommodé par un épaissement crustal distribué exprimé par le développement de fabriques verticales associées à des linéations d'étirement fortement plongeantes indiquant ainsi une prédominance des mouvements

verticaux ainsi que l'enfoncement de matériel supracrustal. Au sein du domaine Sud Svécofennien, le métamorphisme est homogène sur de larges distances et le niveau d'érosion semble être assez identique partout à l'échelle du domaine (Nironen, 1997). L'obtention d'interfaces sub-plates au sein des modèles peu résistants déformés (Moho, base de la lithosphère, limites entre sous-couches constitutives des différents niveaux ductiles) est en accord avec les observations de terrain faites dans le SSAC et suggère que le domaine Svécofennien ait pu subir un épaissement plutôt homogène sans déformer de façon majeure les isogrades métamorphiques.

Résumé de la partie modélisation analogique:

Le comportement mécanique d'une lithosphère analogue (à 3 couches) soumise à un raccourcissement horizontal est testé. Les résultats montrent que celle-ci, une fois déformée, présente un épaissement distribué et homogène de ses niveaux ductiles au sein desquels se développent des fabriques verticales. Les chevauchements sont limités à la croûte supérieure et accommodent l'enfoncement de pop-downs de matériel supracrustal sans profil inverse de densité. Les interfaces (Moho, base de la lithosphère) restent plates après déformation et les reliefs créés demeurent toujours limités. Ces caractéristiques sont en partie comparables aux structures observées au sein du domaine Sud Svécofennien où une lithosphère juvénile peu résistante est impliquée en collision.

Partie 4

Discussion

Ce chapitre présente une synthèse et une discussion des principaux résultats apportés dans ce travail. Le mode d'épaississement des lithosphères continentales (Chapitre IV.1.), puis la signification des domaines à foliations peu pentées au sein des orogènes impliquant des croûtes juvéniles (Chapitre IV.2.) sont abordés. Ensuite, les relations entre les mécanismes d'exhumation, l'état mécanique des lithosphères continentales et la signification des trajets PT caractérisant l'histoire rétrograde de domaines orogéniques (Chapitre IV.3) seront discutés.

IV.1. MODE D'ÉPAISSISSEMENT

▣ Caractéristiques générales

Le mode d'épaississement des lithosphères continentales soumises à un raccourcissement horizontal semble être directement contrôlé par leur résistance globale et donc par la présence ou non d'un manteau sub-Moho résistant au sein de ces lithosphères. Les modèles analogiques présentés dans la *Partie 2* apportent des contraintes sur le mécanisme d'épaississement de lithosphères continentales peu résistantes (avec un manteau sub-Moho ductile).

Une lithosphère «molle» soumise à des contraintes compressives horizontales montre un épaississement distribué de ses couches ductiles sous de larges domaines de croûte fragile non déformés indiquant qu'un fort découplage existe entre les couches ductiles et fragile. Le raccourcissement est alors directement accommodé par les couches ductiles. Au sein des domaines ductiles, des structures verticales se développent et sont associées à un épaississement distribué. Quelques chevauchements de petite taille sont également créés et concentrés dans la croûte supérieure. Ils permettent ainsi un enfoncement progressif de portions de matériel crustal sans contraste de densité inverse entre les pop-downs constitués de sable qui s'enfoncent et les couches sous-jacentes. Les reliefs créés en surface sont de faible amplitude car la formation de pop-ups est limitée, et ce, en dépit d'un doublement de l'épaisseur des couches ductiles sous-jacentes. De plus, les structures en pop-downs et pop-ups développées sont symétriques et aucune vergence dominante n'est observée. Le processus d'épaississement au sein de ce type de lithosphères «molles» est dominé par une composante de cisaillement pur.

Ces caractéristiques sont fortement différentes de celles observées au sein de lithosphères «résistantes» en contexte compressif. En effet, celles-ci présentent plutôt un épaississement localisé et accommodé le long de structures chevauchantes majeures. Il existe, dans ce cas, un

réel couplage entre couches fragiles et ductiles, qui se déforment de façon conjointe. La structure générale obtenue correspond à un pop-up asymétrique, au sein duquel des structures localisées, montrant une vergence préférentielle, se développent. Les domaines en convergence impliquant des lithosphères résistantes semblent alors être caractérisés par un épaississement localisé, contrôlé par une composante cisailante dominante.

▣ Enfouissement de pop-downs de matériel supracrustal

- Le caractère le plus remarquable observé dans nos expériences analogiques reste l'enfouissement de pop-downs constitués de matériel supracrustal, accommodé par le jeu de chevauchements localisés dans la croûte supérieure, et ce sans contraste de densité inverse. Ce type de « sagduction » a été souvent décrit au sein des terrains Archéens mais était jusqu'alors toujours attribué à des mouvements de matériel dense au sein d'un encaissant plus léger (e.g *Gorman et al., 1978 ; Schwerdtner et al., 1979 ; Bouhallier et al., 1995 ; Chardon et al., 1996-1998 ; Choukroune et al., 1995*). Les résultats de nos expériences montrent que la descente de matériel supracrustal peut être due à l'action des forces aux limites et non pas le simple résultat de forces de gravité, comme ceci est souvent invoqué par différents auteurs (e.g *Mc Gregor, 1951 ; Gorman et al., 1978 ; Schwerdtner et Lumbers, 1980 ; Bouhallier et al., 1995 ; Chardon et al., 1996-1998*)

Les exemples naturels dans lesquels ont été le mieux décrits des exemples de sagduction de matériel crustal restent les domaines en « dômes et bassins » archéens. En effet, au sein de ces domaines, l'enfouissement de roches supracrustales est associé à la sagduction de roches vertes « lourdes » dans un encaissant granito-gneissique plus léger (*Figure IV.1.1*). Le contraste de densité est invoqué comme étant le moteur principal de cette descente de matériel.

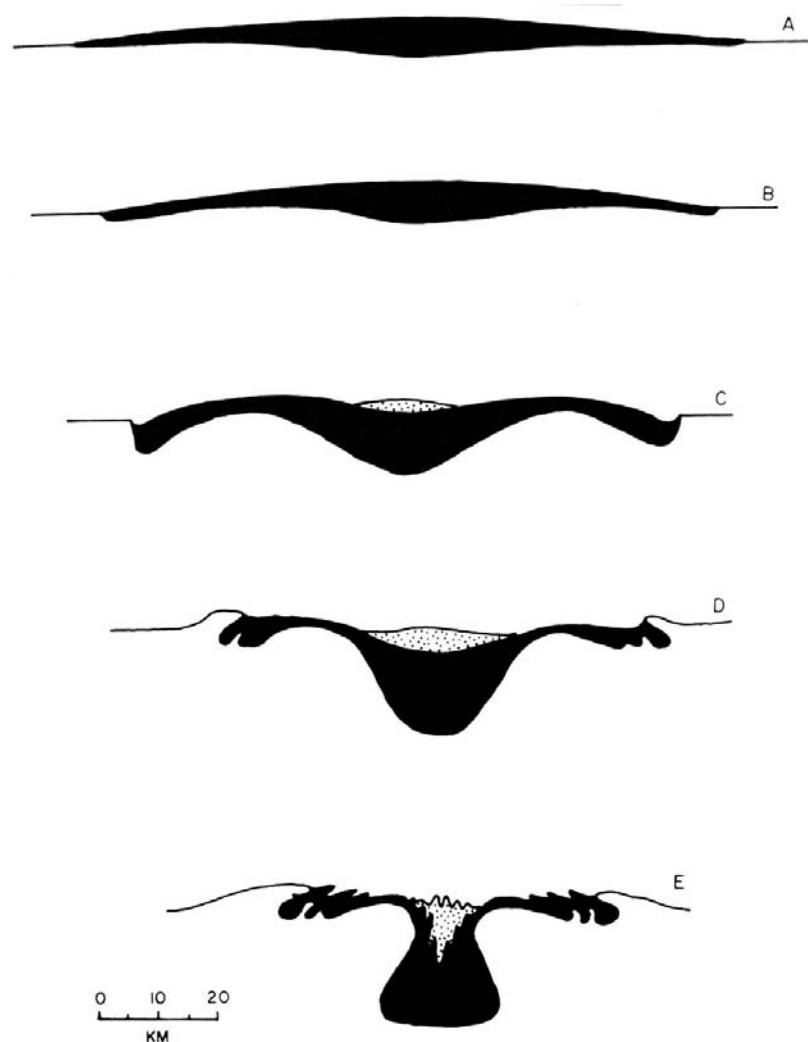


Figure IV.1.1: Schéma représentant l'évolution d'une ceinture de roches vertes recouvrant une croûte sialique depuis la configuration initiale (A) jusqu'à la géométrie finale (E). En noir : successions volcaniques et en pointillé : roches calco-alcalines plus tardives (Gorman et al., 1978).

- La raréfaction de ce type de géométrie ainsi que du nombre d'occurrence des ceintures de roches vertes au Protérozoïque a été un argument en faveur d'une transition tectonique brutale, à la limite Archéen-Protérozoïque, entre une tectonique archaïque et une tectonique moderne (voir Rey et al., 2003 et références incluses). Cependant, il existe encore des domaines au Protérozoïque qui sont caractérisés par des géométries typiques en dômes et bassins (par exemple, Svecofénnides de Finlande : Väisänen et Höllta, 1999, Madagascar (Néoprotérozoïque) : Martelat et al., 2000). Dans ces domaines Protérozoïques, les roches supracrustales ne sont plus constituées de roches vertes « lourdes » mais consistent le plus souvent en des métasédiments et métavolcanites (souvent d'affinité d'arc) dont la densité est plus faible que celle des volcanites constituant les ceintures de roches vertes. Au sein de ces domaines, des enfoncements de matériel supracrustal par rapport à un encaissant granitique

ont été décrits en plusieurs endroits (e.g. *Svécofennien* : *Simonen, 1980*) (*Figure IV.1.2*). Ceci indique que ce type de mouvements verticaux n'est pas cantonné à l'Archéen mais existe bien au Paléoprotérozoïque et concerne dans ce cas, une descente de matériel supracrustal pas nécessairement beaucoup plus dense que l'encaissant.

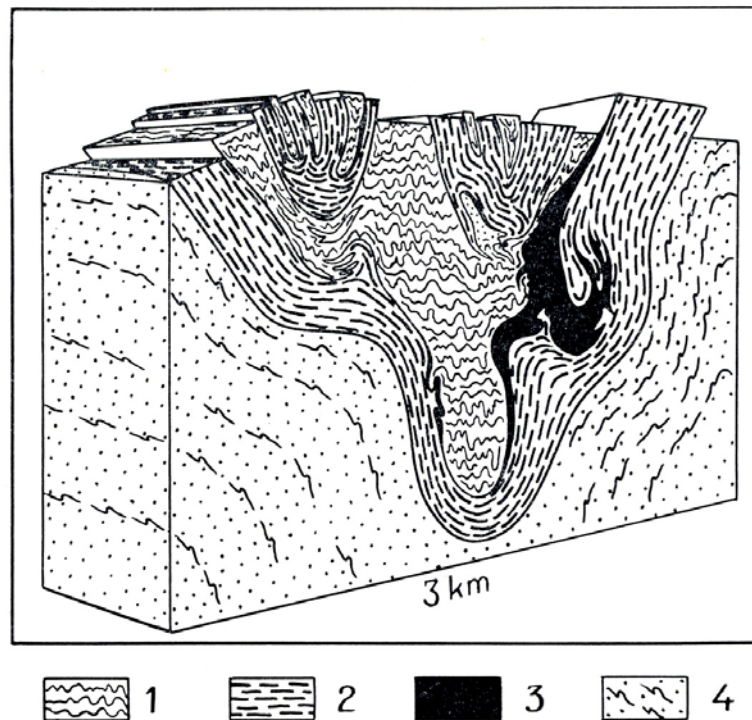


Figure IV.1.2 : Coupe synthétique à travers le bassin de Pargas (Svécofennides, SW Finlande). (1) Micagneiss à Grt ; (2) Amphibolites ; (3) Calcaires ; (4) Granites et migmatites. D'après Simonen, 1980.

- Dans les terrains Protérozoïques caractérisés par une telle géométrie, les bassins sont toujours constitués de roches supracrustales d'âge Protérozoïque tandis que les dômes associés peuvent correspondre à du matériel juvénile également d'âge Protérozoïque (exemple des Svécofennides de Finlande) (*Figure II.2.3*) ou bien à du matériel plus ancien d'âge Archéen (par exemple, région de Kuopio (Finlande) (*Brun et al., 1981*) (*Figure IV.1.3*) ; Thompson Nickel Belt (*Figure IV.1.4*) et Trans-Hudson Orogen en général (*Gapais et al., 2005 et références incluses*); Penokean (*Tinkham et Marshak, 2004 et références incluses*)). Ceci indique alors que les structures en dômes et bassins peuvent se développer au sein de croûtes totalement juvéniles aussi bien que dans des croûtes présentant des reliques de granitoïdes plus anciens et qui ne sont donc pas entièrement juvéniles.

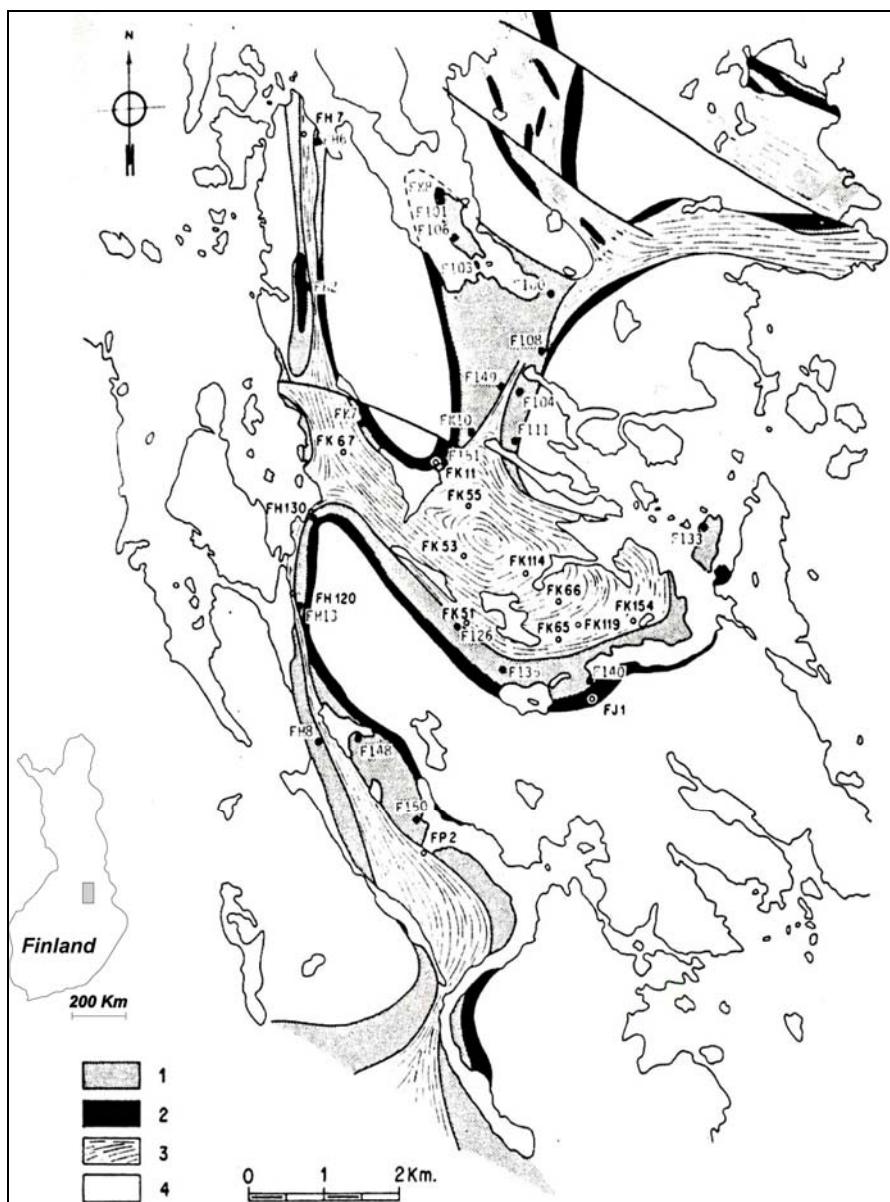


Figure IV.1.3 : Extrait de la Carte géologique du domaine Karélien de la région de Kuopio (Finlande) illustrant une géométrie en dômes et bassins. Les bassins sont constitués de roches supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque (en grisé et noir) tandis que les dômes consistent en un mélange de gneiss et migmatites d'âge Archéen (en blanc). 1 : amphibolites, 2 : quartzites, 3 : pelitic gneisses, 4 : Archean basement rocks. Modifié d'après Brun et al., 1981.

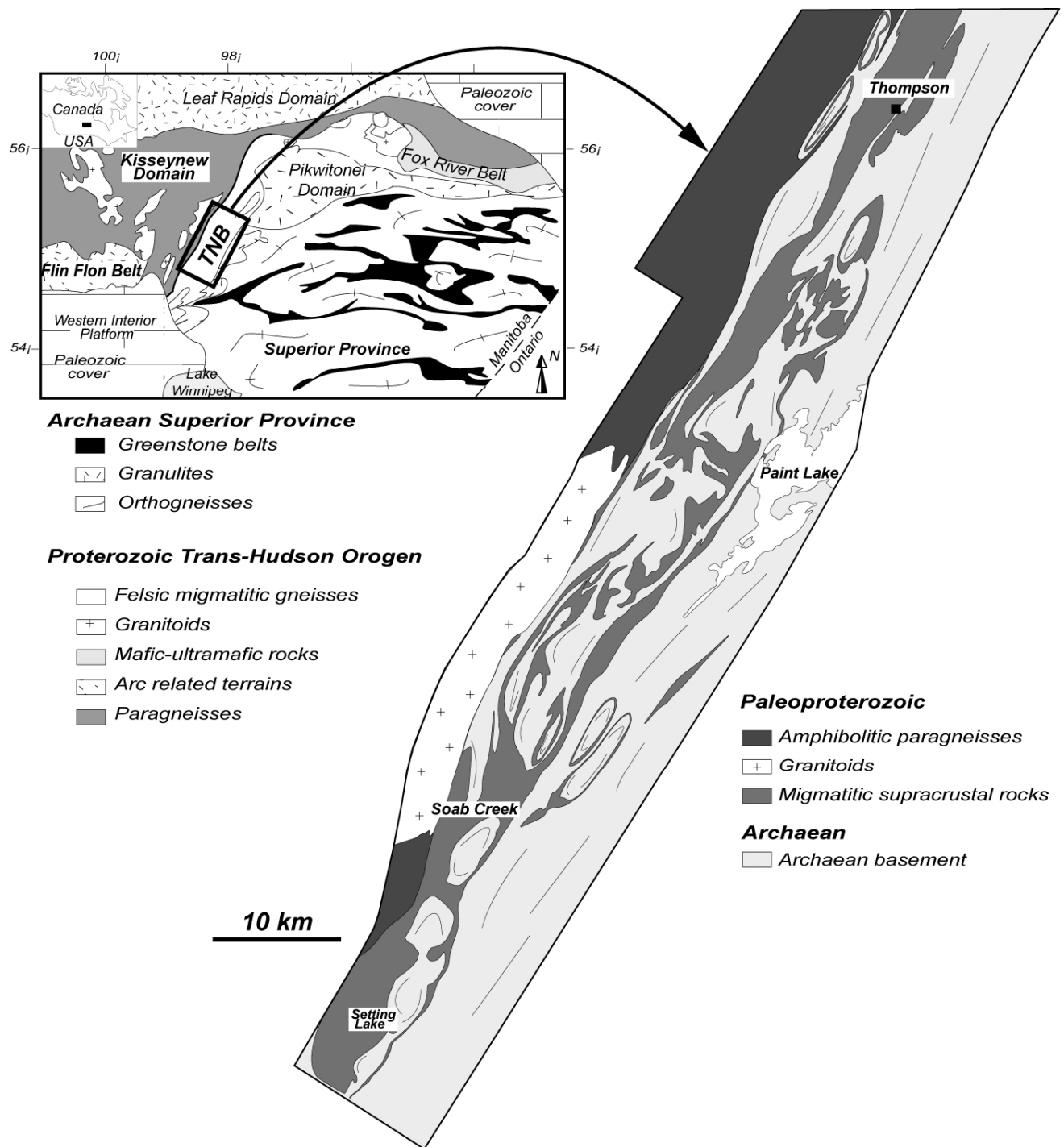


Figure IV.1.4 : Extrait de la Carte géologique de la Thompson Nickel Belt (Canada) illustrant une géométrie en dômes et bassins. Les bassins sont constitués de roches supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque (en gris foncé) tandis que les dômes consistent en un mélange de gneiss et migmatites d'âge Archéen (en gris clair). Modifié d'après les cartes géologiques au 1 :50000 du Manitoba Geological Survey (Cartes n° 11-12-13-14) ainsi que d'après Gapais et al., 2005 et références incluses.

- Des structures ressemblant à des pop-downs ont également été identifiés sur des profils de sismique réflexion, au sein de domaines Protérozoïques et particulièrement en Australie, dans le « Mount Isa Inlier ». L'interprétation d'un de ces profils est représentée en *Figure IV.1.5* (Goleby et al., 1996, MacCready et al. (1998) et Drummond et al. (1998). MacCready et al. (1998) et Drummond et al. (1998) proposent que les structures chevauchantes reportées sur la *Figure IV.1.5* aient été formées pendant deux épisodes compressifs distincts, dans un contexte de raccourcissement horizontal E-W. La première phase correspondrait à la formation d'un système de chevauchements faiblement pentés à vergence W, n'affectant que la partie supérieure de la croûte tandis que le second épisode correspondrait au développement d'un chevauchement crustal majeur à vergence E associé au développement conjoint de chevauchements de taille plus limitée, à même vergence E.

Cependant, le profil (*Figure IV.1.5.*) semble plutôt illustrer la juxtaposition de portions de matériel supracrustal, limitées par des chevauchements parfois conjugués d'échelle de la croûte supérieure. Au centre du profil (vers la Pilgrim Fault), des pop-downs sont même imagés. Ainsi, sur ce profil sismique (*Figure IV.1.5.*), une géométrie juxtaposant des pop-downs de matériel supracrustal est bien imagée et des structures chevauchantes de taille limitée semblent permettre l'enfoncement de métasédiments.

De plus, le domaine mésoprotérozoïque du « Mount Isa Inlier » est caractérisé par un flux de chaleur actuel anormalement élevé, correspondant à une forte concentration en éléments thermogènes. Goffé et al (2003) proposent qu'un tel enrichissement en éléments thermogènes ait pu contribuer à un adoucissement significatif de la lithosphère à long terme. McLaren et Sandiford (2005) concluent également que des lithosphères caractérisées par un tel enrichissement étaient probablement chaudes et devaient présenter des températures au Moho anormalement fortes, conférant alors à ces lithosphères un caractère peu résistant. Le « Mount Isa Inlier » devait ainsi correspondre à un domaine orogénique impliquant une lithosphère chaude et « molle », permettant le développement de chevauchements de taille limitée et l'enfoncement de pop-downs de matériel supracrustal.

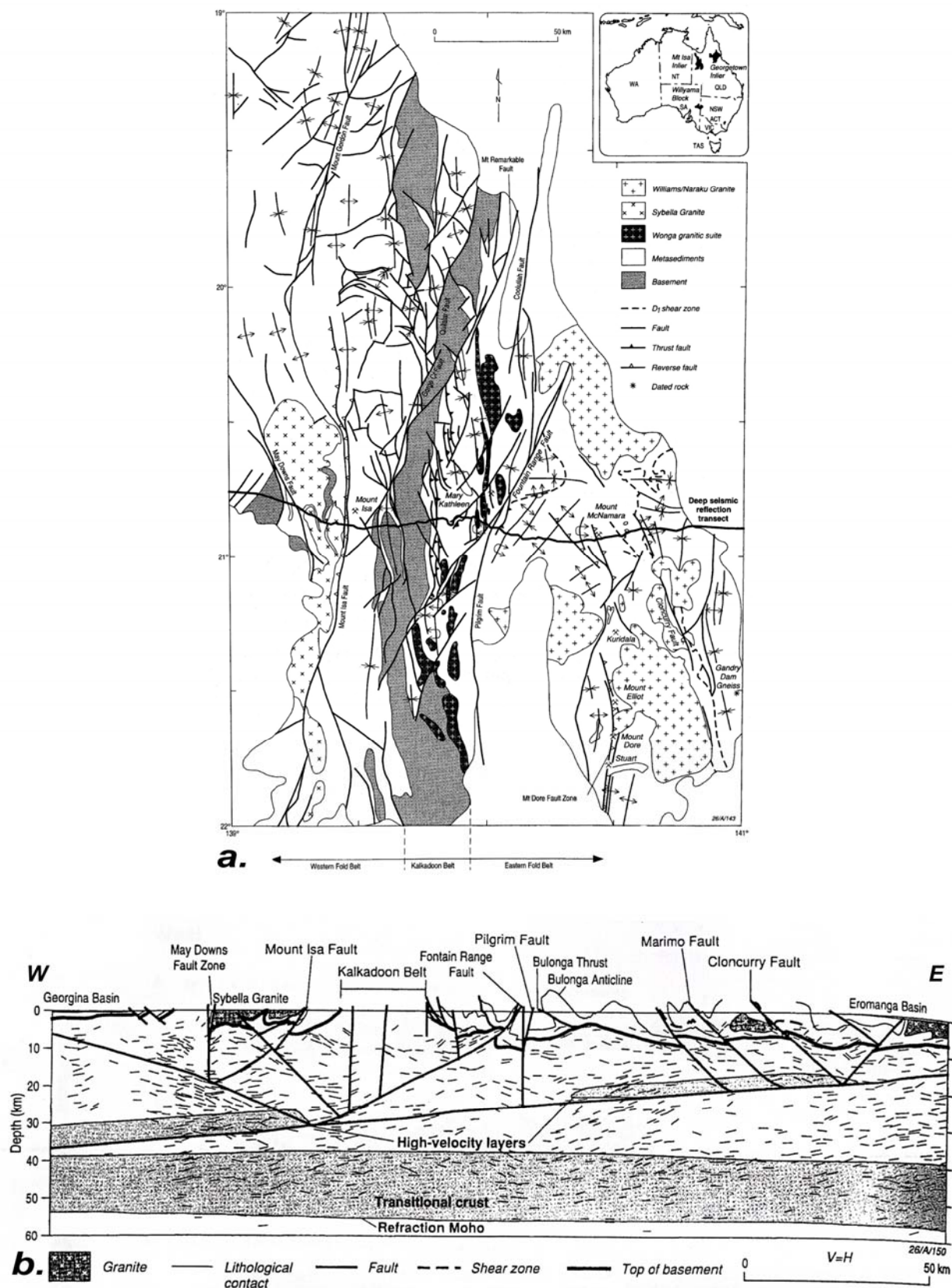


Figure IV.1.5 : Interprétation géologique à l'échelle crustale, de la région de « Mount Isa Inlier », Australie, combinant une interprétation pour la croûte supérieure à partir de données de sismique réflexion ainsi qu'une interprétation pour les parties profondes à partir de données de sismique réfraction. Les cartes localisent la région de Mount Isa Inlier ainsi que le profil sismique, d'après MacReady et al., 1998.

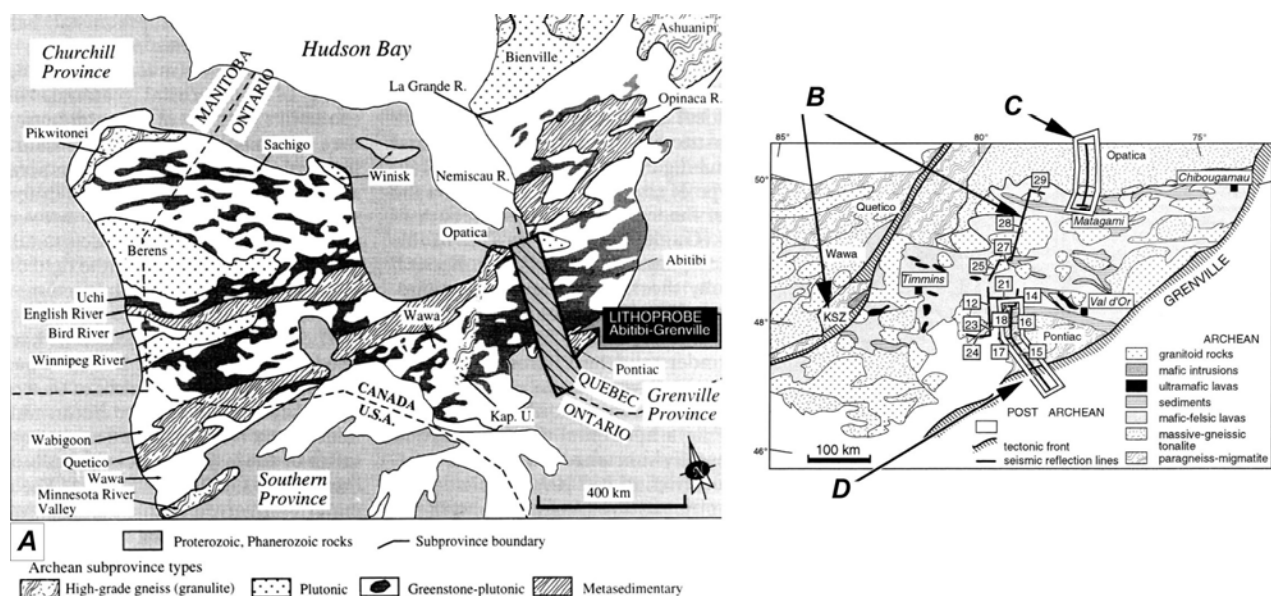
Des observations de terrain ainsi que des données géophysiques suggèrent donc l'existence de structures chevauchantes de taille limitée permettant un enfouissement de matériel supracrustal, au sein de domaines d'âges Archéen et Protérozoïque. Ces observations sont en accord avec les observations faites dans nos modèles analogiques lithosphériques. Les lithosphères continentales caractérisant ces domaines devaient donc avoir une résistance suffisamment faible pour permettre l'accommodation d'un raccourcissement horizontal par le développement de chevauchements localisés dans la partie supérieure de la croûte, accommodant la descente de pop-downs. L'enfouissement relatif de matériel supracrustal par rapport à une remontée relative de matériel granitique ne serait ainsi pas nécessairement lié à un contraste de densité mais serait plutôt dû aux contraintes tectoniques. Soulignons également que si ce pattern de déformation était fréquent au Protérozoïque, la transition tectonique entre des modes de déformation « archaïque » et « moderne » ne semble pas pouvoir être ponctuelle et donc pas associée au passage Archéen - Protérozoïque.

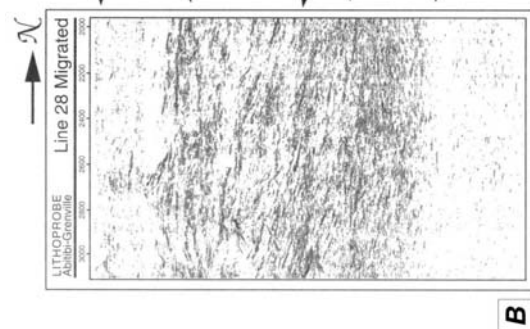
- De nombreuses campagnes de géophysique profonde comprenant l'acquisition de profils de sismique réflexion ont été menées dans les domaines Précambriens (voir les programmes Lithoprobe au Canada, Babel et Svekalapko dans le champ Baltique). Sur de nombreux profils sismiques, les réflecteurs observés sont de manière générale très faiblement pentés. Le faible angle de ces réflecteurs a conduit différents auteurs à les interpréter en terme de chevauchements ou de détachements majeurs et d'appliquer alors une tectonique de style « moderne » pour expliquer la structuration de tous ces domaines Précambriens (e.g *Lucas et al.*, 1994 ; *Korja et Heikkinen*, 1995-2005 ; *White et al.*, 1999).

Cependant, les données de terrain permettant de contraindre l'existence de ces structures tangentiels sont souvent équivoques. Par exemple, dans les Svécofennides (Finlande), certains réflecteurs observés sur des profils BABEL ont conduit les auteurs à proposer un étalement gravitaire de la chaîne (*Korja et Heikkinen*, 1995-2005). Ces profils sismiques ont été acquis en mer, rendant toute corrélation directe avec les données de surface impossible. De plus, les données de terrain acquises lors de cette étude (*Chapitre II.2.*) ont montré qu'aucune faille normale importante n'est observée à l'échelle de tout le domaine Sud Svécofennien, rendant plus fragile l'interprétation de ces auteurs.

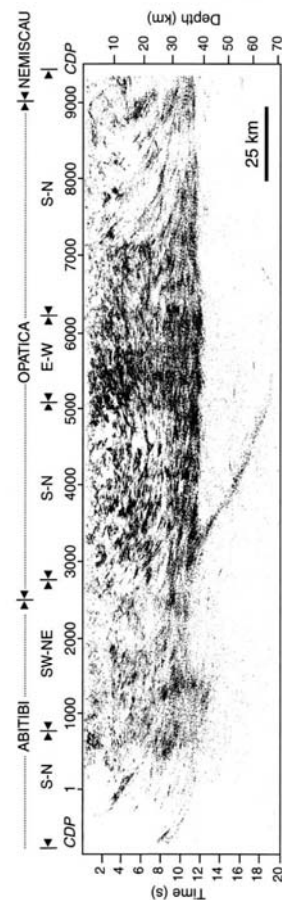
De même, au Canada, nombre de profils sismiques acquis au sein de domaines archéens et protérozoïques (programme Lithoprobe) montrent des réflexions peu pentées (e.g *Lucas et al.*,

1994 ; Choukroune et al., 1997 ; White et al., 1999) (Figure IV.1.6a-b-c-d) tandis que les structures observées en surface sont le plus souvent sub-verticales (Choukroune et al., 1997 et références incluses ; Gapais et al., 2005). Sur ces profils sismiques, l'interprétation des réflexions imageant des structures peu pentées (Choukroune et al., 1997 ; White et al., 1999) en terme de chevauchements est alors délicate (sauf dans le cas de contacts tectoniques majeurs, Figure IV.1.6c). Ces réflexions peu pentées ainsi que l'existence d'un Moho plat (Figure IV.1.6) pourraient aussi refléter un épisode d'extension post-épaississement. Cependant, en surface, aucune évidence de zone de cisaillement extensive majeure n'est observée et les dernières structures développées sont compressives (Choukroune et al., 1997 et références incluses ; Gapais et al., 2005). Les réflexions peu pentées imagées sur les profils sismiques pourraient en fait correspondre, non pas à des structures tectoniques, mais plutôt à des interfaces lithologiques plissées, avec une enveloppe moyenne peu pentée (White et al., 1999). Elles pourraient également refléter du fluage horizontal de la croûte ductile. Comme l'ont souligné différents auteurs (Choukroune et al., 1997 ; White et al., 1999) et aux vues des résultats obtenus lors de ce travail, les incompatibilités entre données de surface et données sismiques soulignent la nécessité de réinterpréter certaines données sismiques.

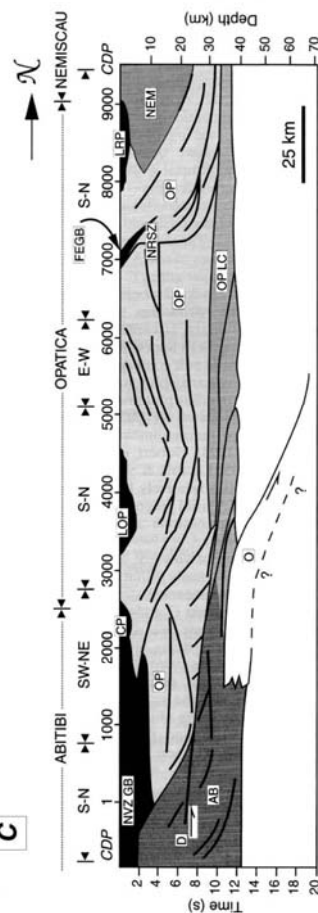




B



C



D

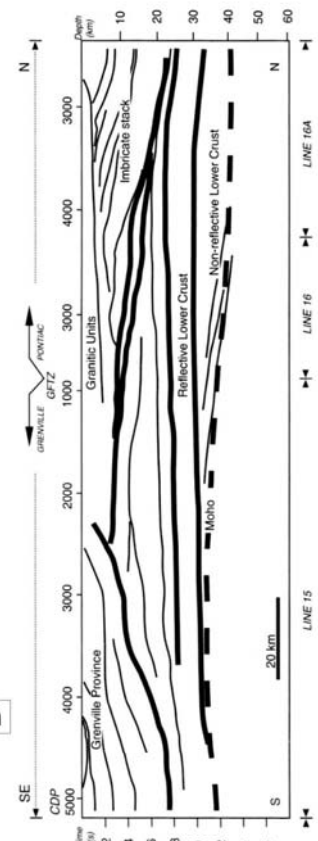
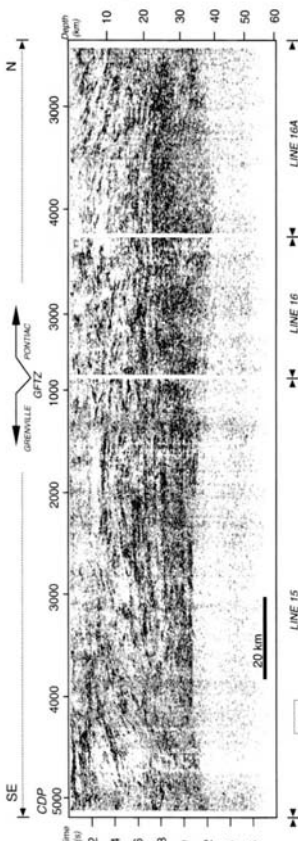


Figure IV.6: (a) Cartes géologiques simplifiées montrant la localisation des profils sismiques à travers la Province supérieure du SW (Canada) présentés en (b, c et d) (Choukroune et al., 1997). (b) Segment du profil 28 (N. Abitibi) et coupe géologique d'après Percival et al., 1994) (c) Données de sismique réflexion et interprétation géologique de la limite entre N. Abitibi et the Opatika plutonic belt et (d) Données de sismique réflexion et interprétation des relations entre le socle de Pontiac et la province de Grenville. Toutes les figures sont d'a près Choukroune et al., 1997.

IV.2. LE PROBLEME DES FOLIATIONS PEU PENTEES

Au sein de certains domaines orogéniques impliquant des lithosphères juvéniles, les zones transpressives sub-verticales reprennent des fabriques précoces faiblement pentées. Ces foliations peu pentées sont le plus souvent interprétées comme étant associées à un tectonique chevauchante associée à l'empilement de nappes. Or, elles portent souvent une linéation d'étirement à fort angle de la direction principale de raccourcissement, ce qui rend difficile de ce fait leur interprétation en terme de chevauchements précoces. Pour réfléchir à la signification de ces domaines à foliations peu pentés, quelques modèles analogiques d'échelle lithosphérique en 3D (c.a.d présentant un bord libre permettant un échappement latéral possible de matière pendant un raccourcissement horizontal) ont été réalisés. Les résultats de ceux-ci, combinés à des observations de terrain sont présentés ici et permettent de discuter de l'implication de l'existence de ces foliations peu pentées associées à des linéations d'étirement parallèles à l'orogène sur le mode de déformation de lithosphères peu résistantes en compression.

Combinations of crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular references to Precambrian times

Florence Cagnard^{*1}, Nicolas Durrieu¹, Denis Gapais¹, Jean-Pierre Brun¹ et Carl Elhers²

(1) Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

(2) Department of Geology, Abo Akademi University, Turku, Finland

* Corresponding author: Florence.Cagnard@univ-rennes1.fr

Article publié à Terra Nova (2006)

ABSTRACT

Many ancient deformation belts, especially of Archaean and Paleoproterozoic age, show large areas marked by primary flat-lying fabrics associated with rather monotonous metamorphic conditions of HT-LP type and affected by steep transpressive zones involving vertical stretch. These features do not support strain localisation along large-scale thrusts and (or) extensional detachments, as common in modern orogens. Instead, they are consistent with hot and weak lithospheres where gravity-driven horizontal flow may compete with distributed thickening from early stages of collisional processes. Relevant deformation features are reviewed and highlighted by lithosphere-scale analogue models involving low-viscosity lower crust and sub-Moho mantle. Both nature and models argue that compression of such lithospheres may induce combined distributed thickening and lateral channel flow of the ductile crust accommodated by transpressive zones.

Key words: Compressional tectonics, weak lithospheres, analogue modelling, Precambrian

INTRODUCTION

The relevance of modern tectonics to ancient orogens is a matter of international debate (Windley, 1993; Burg and Ford, 1997 and refs. therein; De Wit, 1998; Hamilton, 1998, 2003; Marshak, 1999; Mc Call, 2003; Rey et al., 2003). Nevertheless, many interpretations of geological and geophysical data in Archaean or Paleoproterozoic orogens are made within an overall frame of modern plate tectonics (e.g. Drury et al., 1984; Bleeker, 1990; De Wit et al., 1992; White et al., 1999; Hanmer and Green, 2002). In such models involving stiff plates, compression is expected to result in strain localisation along large-scale thrust systems. On the other hand, many studies have proposed that gravitational instabilities played a major role in ancient orogens (e.g. Etheridge et al., 1987; Bouhallier et al., 1995; Chardon et al., 1996; Dirks et al., 1997; Collins and Van Kranendonck, 1999; Rey et al., 2003). Some attempts to combine these two end members have been made (Choukroune et al., 1997). In the last decades, the argument that gravity-driven processes due to inverse density profiles might account for peculiarities of granite-greenstone belts led many authors to consider the Archaean-Proterozoic transition as a major threshold in deformation styles of convergence zones (see Rey et al., 2003 and refs. therein).

In fact, the critical factor in the way colliding lithospheres may behave is their thermal state and, consequently, the rheology of the lithospheric mantle (*England and Bickle, 1984; Jackson, 2002*). Distributed deformations or strain localisation are expected within lithospheres involving a weak or strong lithospheric mantle, respectively (*Davy et al., 1990; Davy and Cobbold, 1991; Brun, 2002; Cagnard et al., 2004*). Weak lithospheres are further expected to favour competition between gravity-driven crustal flow and crustal thickening (*England and Bickle, 1984; Bailey, 1999; Marshak, 1999; Rey et al. 2001; Davis and Maiden, 2003*). *England and Bickle (1984)*, and *Rey et al. (2001)* have argued that for Moho temperatures above ca. 700°C the strength of the sub-Moho mantle was too weak to sustain gradients in gravitational potential energy. *Rey and Houseman (2002)* further suggested that difficulties for weak lithospheres to sustain high topographies might favour lateral escape during compression.

In this paper, we emphasize that many ancient orogens, especially those involving crustal growth (accretionary type, *Windley, 1992*), share a number of metamorphic and structural peculiarities, not specific to Archaean times but consistent with rather high geotherms favouring competition between horizontal flow and crustal thickening.

NATURAL EXAMPLES

Metamorphic signatures

Several ancient deformation belts are marked by large areas of HT-LP monotonous metamorphic conditions associated with extensive magmatism at moderate depths, often less than 25 km (*e.g. Bleeker, 1990; Ehlers et al., 1993; Nironen, 1997; Caby et al., 2000; Bédard et al., 2003*). For example, the Southern Finnish Svecofennides (*Figure IV.2.1a*) show large volumes of magmatic intrusions and most estimates of peak metamorphic conditions are around 500 MPa and 750°C (*Väisänen and Hölltä, 1999 and refs. therein*). This high-grade metamorphism is considered as reflecting high geotherms favoured by combined crustal thickening and underplating of mantle-derived magmas (*Van Duin, 1992; Van Duin and Nieman, 1993*).

Structural patterns

In many ancient deformation zones, prominent foliations are pervasive, steeply dipping (*Figure IV.2.1b*), and associated with folds and sub-vertical transpressive shear zones (e.g. *Hudleston et al., 1988; Fueten and Robin, 1989; Bleeker, 1990; Ehlers et al., 1993; Choukroune et al., 1995; Chardon et al., 2002; Pelletier et al., 2002; Vassallo and Wilson, 2002; Gapais et al., 2005*). Associated sub-horizontal shortening may combine with uplift of migmatites and magmatic bodies (e.g. *Ehlers et al., 1993; Caby et al., 2000*), and burial of supracrustal rocks (e.g. *Bouhallier et al., 1995; Choukroune et al., 1995; Chardon et al., 1996*). The amount of sub-vertical stretch can be large, with common steeply plunging stretching lineations (*Fueten and Robin, 1989; Lonka et al., 1998; Gapais et al., 2005*) (*Figure IV.2.1*). Sheath-like folds with steeply plunging axes may occur (*Hudleston et al., 1988; Bleeker, 1990; Goscombe, 1991*).

Folds and steeply dipping fabrics rework foliations that were previously flat-lying (*Figure IV.2.1c*) (*Bleeker, 1990; Ehlers et al., 1993; Bouhallier et al., 1995; Choukroune et al., 1995; Chardon et al., 1996; Zwanzig, 1999; Pelletier et al., 2002; Vassallo and Wilson, 2002; Gapais et al., 2005*). These may be associated with recumbent folds (*Bleeker, 1990; Zwanzig, 1999*), locally sheath-like (*Vassallo and Wilson, 2002*). Where preserved, flat-lying fabrics often bear mineral lineations at low angle to the deformation belt (*Figure IV.2.1a-d*) (*Ehlers et al., 1993; Zwanzig, 1999; Caby et al., 2000; Pelletier et al., 2002; Vassallo and Wilson, 2002; Davis and Maiden, 2003; Gapais et al., 2005*).

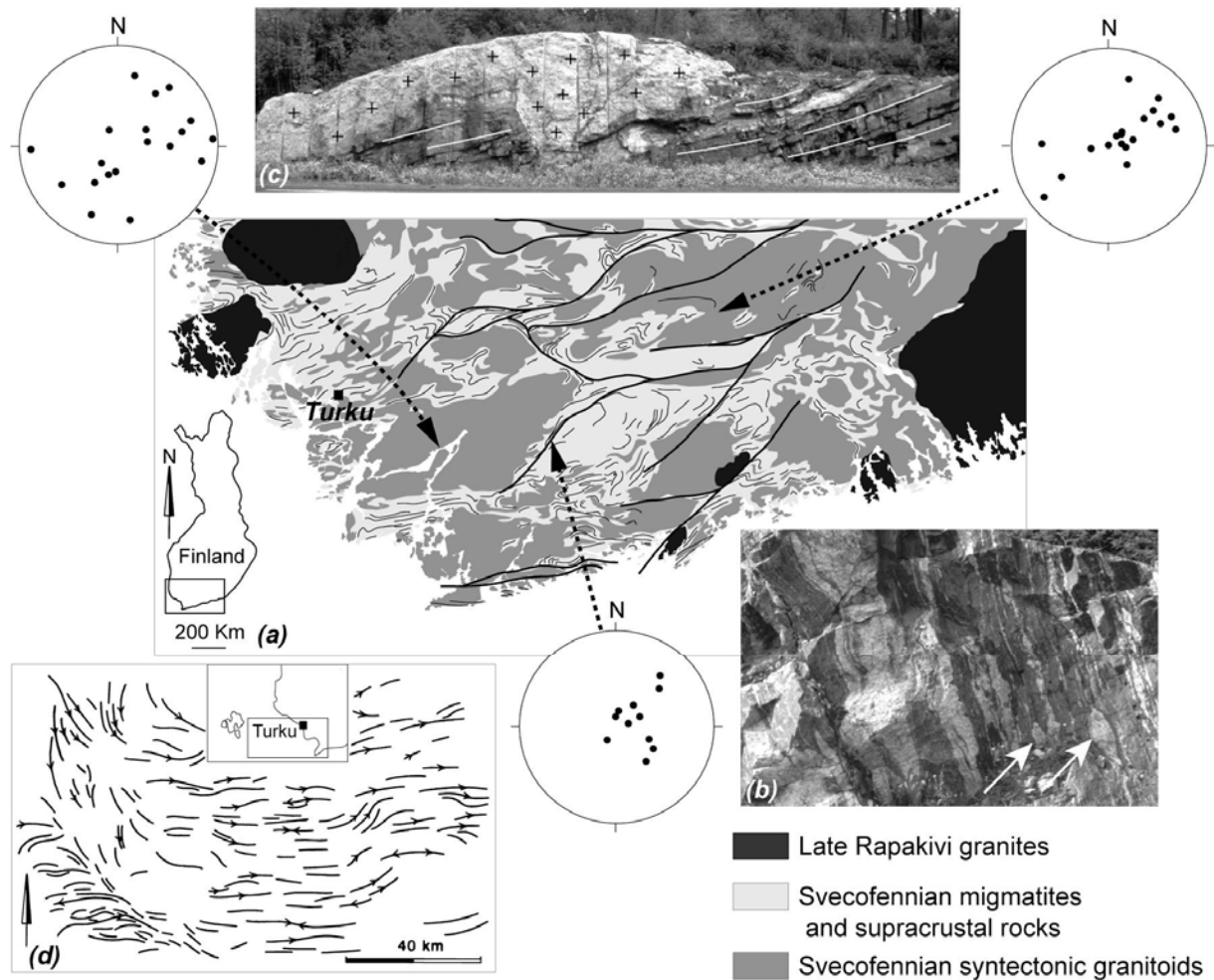


Figure IV.2.1: Examples of deformation features observed within the HT Palaeoproterozoic belt of SW Finland. (a) Simplified geological map showing traces of metamorphic layering (granitic veins and metamorphic foliations) and of some main shear zones (drawn from the 1/1 000 000 bedrock map of Finland; Korsman *et al.*, 1997). The general pattern underlines NS to NNW-SSE regional shortening. Stereograms (lower hemisphere, equal angle) show examples of attitudes of stretching lineations, subvertical within major shear zones and scattered along a NNE to EW direction outside them. (b) Sub-vertical migmatitic foliation, with boudinage of leucosomes and granitic veins (arrowed) attesting to sub-vertical stretch. Width of photograph is about 2m. (c) Small-scale laccolith-type granitic intrusion (crosses) within migmatitic gneisses affected by a gently dipping foliation (white lines). Width of photograph is about 10m. (d) Map showing traces of gently dipping ($<30^\circ$) stretching lineations within the migmatites and granite sheets in the Turku and SW Finland Archipelago areas (modified after Ehlers *et al.*, 1993).

In the Southern Svecofennides, ENE striking folds with steep axial planes and generally doubly plunging axes define dome and basin geometries and attest to NNW directed sub-horizontal shortening (Ehlers *et al.*, 1993). Associated zones of highest strains are preferentially located along fold limbs at various scales and along an array of conjugate NW and ENE to NE striking vertical deformation bands with limited horizontal components of sinistral and dextral motion, respectively (Ehlers *et al.*, 1993) (Figure IV.2.1a). Vertical

fabrics are marked by a steeply plunging principal stretch. Variable amounts of reworking of earlier fabrics are expressed by variable amounts of scattering of lineation plunges (*Figure IV.2.1*).

In many examples, both types of fabrics developed under similar metamorphic conditions (e.g. *Ehlers et al., 1993; Monnier et al., 1996; Zwanzig, 1999; Pelletier et al., 2002; Vassallo and Wilson, 2002; Gapais et al., 2005*). Furthermore, in some areas geochronological data do not allow to separate independent deformation events (*Ehlers et al., 1993; Pelletier et al., 2002; Gapais et al., 2005*).

ANALOGUE EXPERIMENTS

Compression of weak lithospheres has been studied through a series of analogue experiments. The brittle and ductile layers of model crust are made of sand and silicone putty, respectively (*Figure IV.2.1*). Sand is lightened with ethyl-cellulose in order to prevent for inverse density profiles. The lithospheric mantle is represented by a single layer of silicone putty of higher viscosity and higher density than the one used for the crust. All silicones used are Newtonian (GS1R gum from Rhône-Poulenc). The model lithosphere floats on a model asthenosphere made of water and glycol whose density was adjusted by addition of sodium polytungstate. Model scaling according to *Davy and Cobbold (1991)* and *Brun (2002)* yields ratios of the order of 10^{-6} - 10^{-7} between model and nature for both lengths and stresses. Main limitations of sand-silicone analogue modelling are attached to model size that must remain limited, and to the impossibility to take into account changes in rheological profiles due to thermal variations during deformation (see review in *Brun, 2002*). In addition, neither erosion nor sedimentation has been considered.

Shortening was applied to models by a piston fixed on a mobile plate and driven by a stepper motor. The experimental setting is asymmetric: one lateral boundary is constrained by a fixed wall and the other one by low viscosity silicone putty (neutral silicone; *Figure IV.2.2*.) in order to allow for lateral escape. A thin vertical plate placed along the lateral wall was fixed on the mobile wall in order to impose a velocity discontinuity that forces strain localisation away from model boundaries. After 50% of bulk shortening, models were covered with sand, wetted, and frozen in order to make serial cross-sections.

Four experiments, made of an initially 1.5 cm thick crust with a brittle-ductile ratio of 1/3 are presented. For three of them, the model lithosphere was 20x17x3 cm and shortening rates were 1, 0.75 and 0.5 cm/h. One additional experiment was performed with a 40x27x3 cm model lithosphere shortened at 5cm/h. Models allowed us to explore the effects of variable coupling between brittle and ductile layers on the deformation pattern, with changes of silicone strengths of the order of 10 between low and high shortening rates. Changes in model size further illustrate the role of boundary effects.

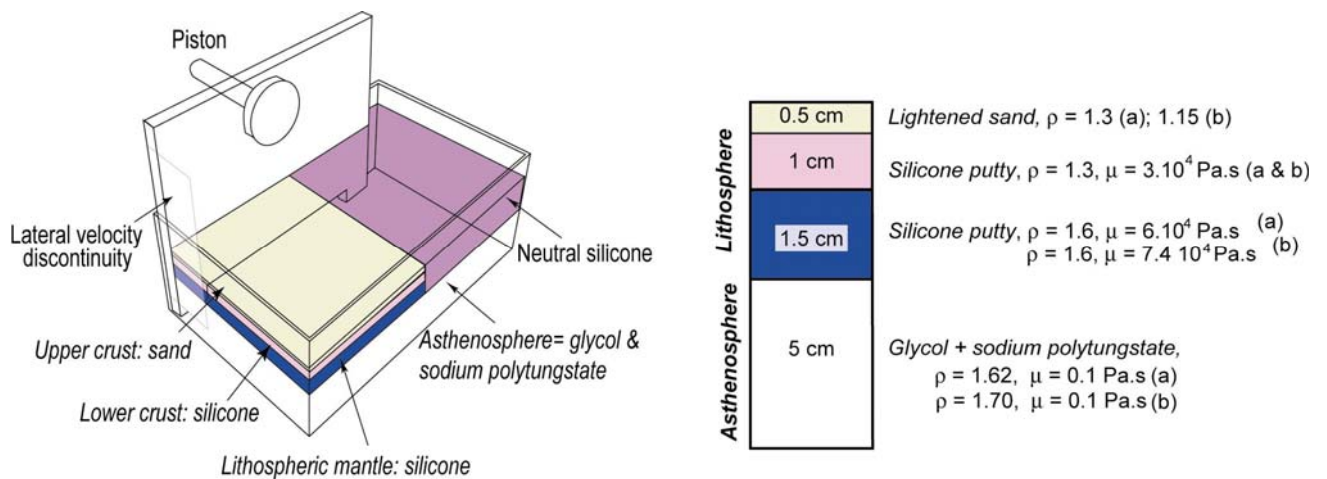


Figure IV.2.2: Experimental setting and parameters used for analogue modelling. In Table caption, (a) refers to small models compressed at 0.5, 0.75 and 1 cm/h. (b) refers to large model deformed at 5 cm/h. ρ and μ are densities and viscosities, respectively.

Despite boundary effects marked by strain localisation and anomalously high topographies, all experiments show several relevant features (Figure IV.2.3).

- Horizontal shortening was accompanied by lateral escape. In low strain rate experiments (0.5 and 0.75 cm/h, not illustrated here in detail) that favour decoupling between brittle and ductile crust, extrusion mainly affects the ductile crust. At higher strain rates (1 and 5 cm/h), extrusion affects also the brittle crust (Figure IV.2.3a-c). Cross-sections show a decrease in the ductile crust thickness from the fixed wall toward the free boundary (Figure IV.2.3b-d). The amount of thickening varies from 60% to 100% at the vicinity of the fixed wall to close to zero at the vicinity of the free boundary (Figure IV.2.4). In contrast, the more viscous lithospheric mantle does not show significant thickness variations (Figure IV.2.3b-d).

- In the brittle crust, compression induced the development of arrays of deformation bands (Figure IV.2.3). On model surface views, the geometry of the initially squared grid of

passive markers underlines that these zones are transpressive and accommodate both shortening and extrusion. The degree of strain localisation decreases with increasing shortening rate, i.e. with increasing bulk strength of the ductile layers and consequently decreasing brittle-ductile strength ratios. For low shortening rates, anastomosed shear zones bound blocks affected by limited strains and by rotations around vertical axes (*Figure IV.2.3a*). Faulting may be accompanied by the development of pop-up and pop-down structures (*Figure IV.2.3b*). For high shortening rates, the deformation is more distributed and marked by a series of fold-shaped to pop-down structures (*Figure IV.2.3c-d*).

- Except at model boundaries, ductile layers are pervasively thickened, with some model Moho deflections (*Figure IV.2.3b*). The overall flat envelopes of silicone layers further point to rather homogeneous strains along individual cross-sections (*Figure IV.2.3b-d*).

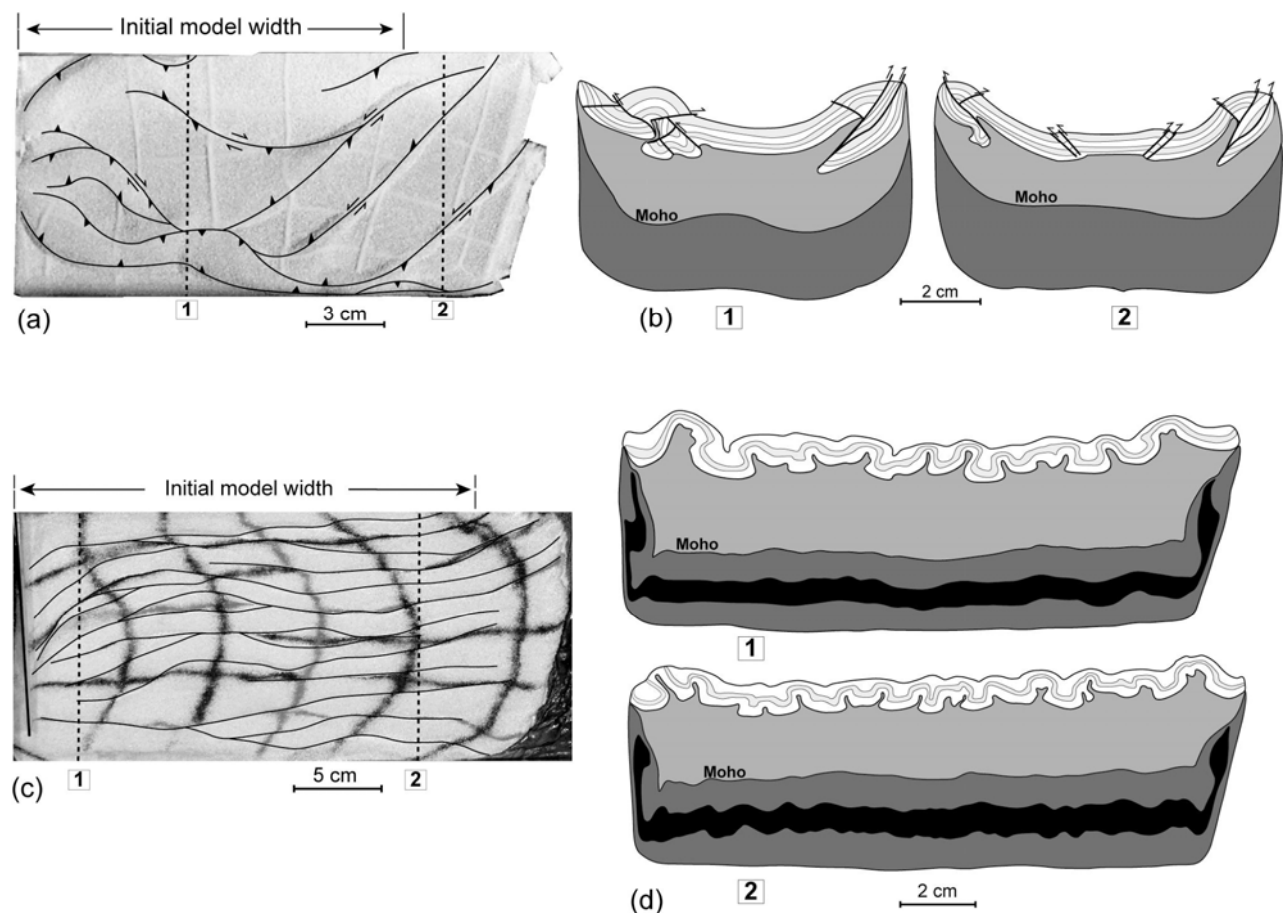


Figure IV.2.3: Examples of cross-sections parallel to principal shortening. See text for further explanations. Examples of structural patterns obtained after 50% bulk shortening of two three-layer brittle-ductile models at a rate of 1 cm/h (a, b) (small model) and 5 cm/h (c, d) (large model). (a, c) Surface views of models. (b, d) Examples of cross-sections parallel to principal shortening. See text for further explanations.

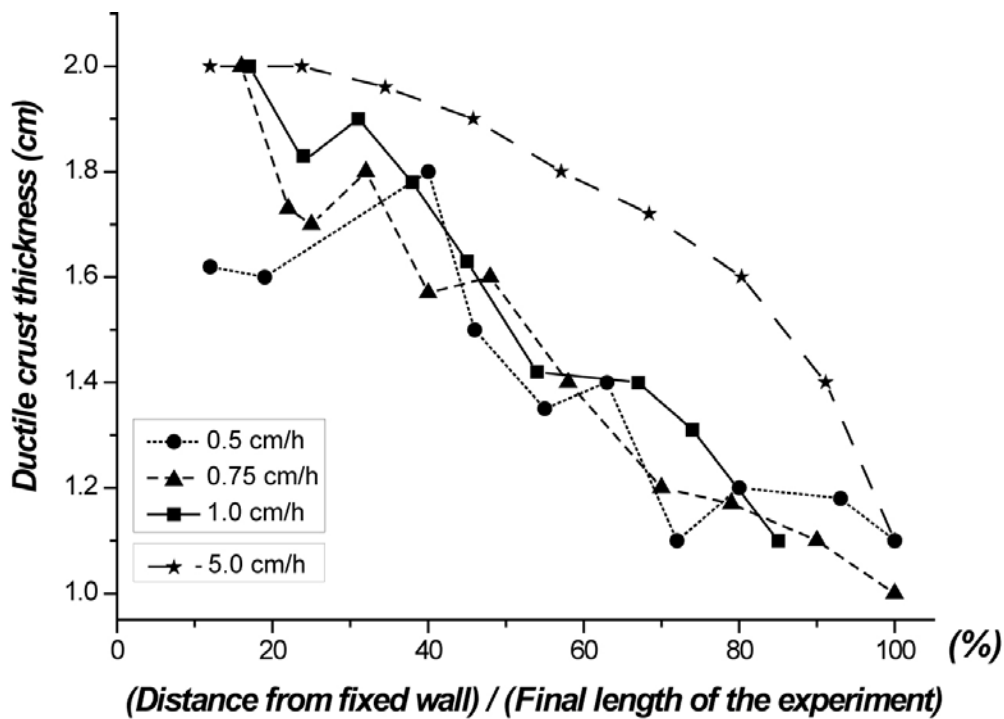


Figure IV.2.4: Thickness of ductile model crusts vs. distance from the fixed lateral wall (normalized with respect to final model length). Measurements were made in the central part of serial cross-sections parallel to the bulk shortening direction.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Mode of thickening

Collision between stiff lithospheres results in localisation of strains and vertical displacements along large-scale thrusts. This deformation mode has been documented by various numerical and analogue experiments involving a stiff sub-moho mantle (see review by Brun, 2002; Sokoutis *et al.*, 2005). In contrast, **our analogue models emphasize that weak lithospheres favour distributed horizontal shortening with important components of vertical stretch, as observed in many ancient deformation belts.** Field examples further attest to strain localisation along transpressive zones (*e.g.* Ehlers *et al.*, 1993) and (or) along fold limbs (Benn and Peschler, 2005). Our experiments suggest that the development of either shear zones or fold-dominated structures depend on the bulk lithospheric strength (Figure IV.2.3.). They do not straightforward document the sub-vertical attitude of transpressive zones

observed in ductile levels of natural examples; but the distributed thickening of silicone layers emphasizes that thrust geometries (*Figure IV.2.3a-b*) only affect the upper model crust.

Choukroune et al. (1995) have proposed that distributed shortening was typical of Archaean belts; but several field examples from Paleoproterozoic times, such as the Southern Svecofennides, and perhaps younger ones, outline that **weak vs. stiff lithosphere mechanics should probably be best associated with accretionary vs. collisional orogens** as reviewed by *Windley (1992)*.

Mode of exhumation

In the Southern Svecofennides, the monotonous metamorphic conditions led *Nironen (1997)* to emphasize that the erosion level was rather similar throughout the area. This, combined with the present-day flat topography, further suggests isograde envelopes at low angle to the Earth surface, despite the large strains recorded by the rocks. Analogue models that show distributed shortening of the ductile layers support such interpretation and are consistent with the lack of field evidence of major low-angle shear zones. In modern orogens, exhumation of lower crust generally involves extensional shear zones, leading to the juxtaposition of HT rocks against low-grade supracrustals. In contrast, in ancient orogens, latest ductile structures observed in the field are generally compressive, with no evidence for widespread post-thickening collapse (*e.g. Chardon et al., 2002; Pelletier et al., 2002; Gapais et al., 2005*). In orogens like the Southern Svecofennides, **the post-tectonic monotonous metamorphic signatures suggest that erosion was likely the main factor that drove exhumation. If so, this would mean distributed shortening and distributed erosion, and consequently poorly developed topographic gradients across the orogen.** This further suggests that the crust was maintained close to isostatic equilibrium during compression.

Origin of flat-lying fabrics

Flat-lying foliations commonly observed in ancient orogens have been interpreted in terms of either thrust or nappe tectonics (*e.g. Bleeker, 1990; Choukroune et al., 1997; Vassallo and Wilson, 2002*) or extensional tectonics (*e.g. Sandiford, 1989; Williams and Curie, 1993; Davis and Maiden, 2003*), with reference to classical structures observed in modern chains. Lateral horizontal flow of a weak and buoyant ductile crust during its convergence toward a

more resistant lithosphere might better account for the observed structural and metamorphic signatures (*Figure IV.2.5.*), as recently proposed for some Proterozoic belts (*Pelletier et al., 2002; Gapais et al., 2005*). In such a context, lateral flow at high angle to the convergence direction would be favoured (*Chardon et al., 2002; Rey and Houseman, 2002, in press*).

Our analogue models argue that lateral flow of the ductile crust may occur during compression of weak lithospheres (*see also Chardon et al., 2002; Cruden et al., 2004*). However, thickness profiles through our ductile model crusts do not show domains of finite crustal thinning that would straightforward account for flat-lying foliations (*Figure IV.2.4.*). Nevertheless, models show that lateral flow of the ductile crust may occur even for rather unfavourable conditions. Indeed, the neutral silicone boundary used acted against extrusion. Another important reason that minimized the lateral flow with respect to crustal thickening is that the initial thickness of the ductile model crust was of the order of a normal natural crust. Accretionary-type orogens are typically domains of crustal growth where important magma-derived material is added to the crust from early deformation stages (*Windley, 1993*). **Crustal growth is expected to combine with horizontal shortening to thicken the crust and further favour gravitational instability and channel flow.**

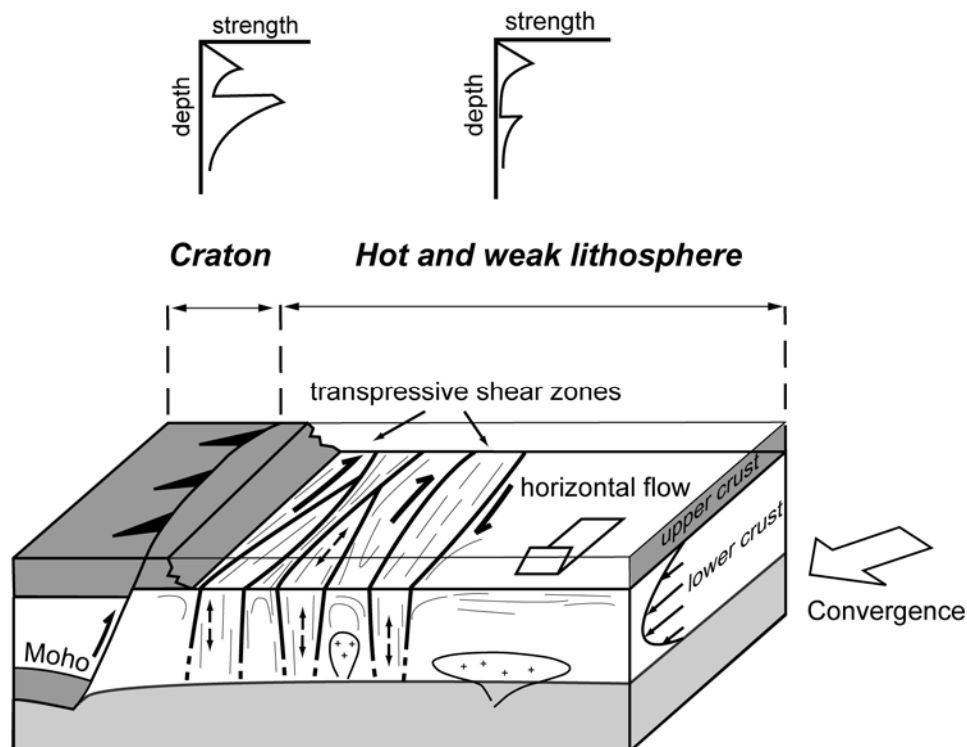


Figure IV.2.5: Sketch summarizing a possible behaviour of a weak lithosphere colliding (or accreting) against a more resistant domain (modified after Gapais et al., 2005).

Acknowledgements

This work is part of a CNRS DyETI program. It benefited from constructive discussions with E. Hallot, N. Machado, R.P. Ménot, A. Pelletier, and A. Potrel. J.J. Kermarrec was particularly helpful in analogue modelling. K. Benn and D. Sokoutis are thanked for constructive reviews.

References

- Bailey, R.C.**, 1999. Gravity-driven continental overflow and Archaean tectonics. *Nature*, 398, 413-415.
- Bédart, J.H.**, Brouillette, P., Madore, L., Berclaz, A., 2003. Evidence for regional-scale, pluton-driven, high-grade metamorphism in the Archaean Minto Block, Northern Superior Province. *Can. Jour. Geol.*, 111, 183-205.
- Benn, K.** and Peschler, A.P., 2005. A detachment fold model for fault zones in the Late Archean Abitibi greenstone belt. *Tectonophysics*, 400, 85-104.
- Bleeker, W.**, 1990. New structural-metamorphic constraints on Early Proterozoic oblique collision along the Thompson Nickel Belt, Manitoba. *Can. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 37, 57-73.
- Bouhallier, H.**, Chardon, D. and Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Darwar craton (Karnakata, South India). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 135, 57-75.
- Brun, J.P.**, 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In: Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives (S. de Meer, M. Drury, H. De Bresser, G.M. Pennock, eds) *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 200, 355-370.
- Burg, J.P.** and Ford, M., 1997. Orogeny through time: an overview. In: Orogeny through time (Burg, J.P. and Ford, M., eds) *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 121, 1-17.
- Caby, R.**, Delor, C. and Agoh, O., 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire): rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J. African Earth Sci.*, 30, 351-374.
- Cagnard, F.**, Brun, J.P. and Gapais, D., 2004. Compressive deformations of hot analogue lithospheres and possible applications to Precambrian tectonics. *Boll. Geoph. Theorica ed Applicata.*, 45, 66-69.
- Cagnard, F.**, Brun, J.P. and Gapais, D., submitted. Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics*.
- Chardon, D.**, Peucat, J.J., Jayananda, M., Choukroune, P., Fanning, C.M., 2002. Archean granite-greenstone tectonics at Kolar (South India): Interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics.*, 21, 3, 10.1029/2001TC901032.

Chardon, D., Choukroune, P. and Jayananda, M., 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in south India. *J. Struct. Geol.*, 18, 991-1004.

Choukroune, P., Bouhallier, H. and Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In: Early Precambrian Processes (Coward, M.P. and Ries, A., eds), *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 95, 67-86.

Choukroune, P., Ludden, J., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison between the Superior province, Canada and the Dharwar craton, India. In: Orogeny through time (Burg, J.P. and Ford, M., eds) *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 121, 63-98.

Collins, W.J. and Van Kranendonk, M.J., 1999. Model for the development of kyanite during partial convective overturn of Archaean granite-greenstone terranes: the Pilbara Craton, Australia. *J. Metam. Geol.*, 17, 145-156.

Cruden, A.R., Nasser, M.B. and Pysklywec, R., 2004. Three-dimensional strain partitioning in analogue versus numerical models of convergent orogens. *Boll. Geoph. Theorica ed Applicata.*, 45, 70-73.

Davis, B.K. and Maidens, E., 2003. Archaean orogen-parallel extension: evidence from the northern Eastern goldfields Province, Yilgarn Craton. *Prec. Res.*, 127, 229-248.

Davy, P., Choukroune, P. and Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, 219-228.

Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25.

De Wit, M.J., 1998. On Archaean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Prec. Res.*, 91, 181-226.

De Wit, M.J. C., Roering, R.J., Hart, R.A., Armstrong, R., De Ronde, C.E.J, Green, R.W.E., Tredoux, M., Peberdy, E., Hart, R.A., 1992. Formation of an Archaean continent, *Nature*, 357, 553-562.

Dirks, P.H.G.M., Zhang, J. and Passchier, C.W., 1997. Exhumation of high-pressure granulites and the role of lower crustal advection in the North China craton near Datong. *J. Struct. Geol.*, 19, 1343-1358.

Drury, S.A., Harris, N.B.W., Holt, R.W., Reeves Smith, G.J., Wightman, R.T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.*, 92, 3-20.

Ehlers, C., Lindroos, A. and Selonen, O., 1993. The late-Svecofenian granite-migmatite zone of southern Finland - a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Prec. Res.*, 64, 295-309.

England, P. and Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archean. *J. Struct. Geol.*, 92, 353-367.

Etheridge, M.A., Rutland, R.W.R. and Wyborn, L.A.I. 1987. Orogenesis and tectonic process in the Early to Middle Proterozoic of northern Australia. *Am. Geophys. Un. Geodyn. Ser.*, 142, 131-147.

Fuerten, F. and Robin, P.Y., 1989. Structural petrology along a transect across the Thompson Nickel Belt, Manitoba: dip slip at the western Churchill-Superior boundary. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1976-1989.

- Gapais, D., Potrel, A., Machado, N., Hallot, E., 2005.** Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt (Manitoba, Canada), *Tectonics*, 24, 1-16.
- Goscombe, B., 1991.** Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta block, Central Australia. *J. Struct. Geol.*, 13, 299-318.
- Hamilton, W.B., 1998.** Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Prec. Res.*, 91, 143-179.
- Hamilton, W.B., 2003.** An alternative Earth. *GSA Today*, 13, 4-12.
- Hanmer, S.K. and Green, D.C., 2002.** A modern structural regime in the Paleoarchean (3.64 Ga); Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Tectonophysics*, 346, 201-222.
- Hudleston, P.J., Schultz-Ela, D. and Southwick, D.L., 1988.** Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 1060-1068.
- Jackson, J., 2002.** Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, 12, 1-9.
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., et al., 1997.** Bedrock map of Finland 1:1000000. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland.
- Lonka, H., Schulmann, K. and Venera, Z., 1998.** Ductile deformation of tonalite in the Suomusjarvi shear zone, south-western Finland. *J. Struct. Geol.*, 20, 783-798.
- Machado, N., Potrel, A., Gapais, D. et al., submitted.** U-Pb ages for Paleoproterozoic transpression in the Thompson Nickel Belt (Manitoba, Canada) and timing of Trans-Hudson orogen-Superior Province collision. *Geol. Soc. Am. Bull.*, submitted.
- Marshak, S., 1999.** Deformation style way back when: thoughts on the contrasts between Archean/Paleoproterozoic and contemporary orogens. *J. Struct. Geol.*, 21, 1175-1182.
- McCall, G.J.H., 2003.** A critique on the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Prec. Res.*, 127, 5-17.
- Monnier, O., Ménot, R.P., Peucat, J.J., Fanning, M., Giret, A., 1996.** Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique est): mise en évidence d'un collage tectonique au Protérozoïque. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 322, 55-62.
- Nironen, M., 1997.** The Svecofenian Orogen: a tectonic model, *Prec. Res.*, 86, 21-44.
- Pelletier, A., Gapais, D., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 2002.** Tectonique transpressive en Terre Adélie (est Antarctique). *C. R. Geosciences*, 334, 505-511.
- Rey, P.F. and Houseman, G., 2002.** Crustal scale strike slip faulting in the Archaean : the result of buoyant subcontinental mantle. 16th Australian Geological Convention (Adelaide, SA), *Geol. Soc. Am. Abstract vol.*, 67, 50.
- Rey, P.F., Houseman, G., Poudjom Djomani, Y.H., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2001.** The impact of body forces on Archaean continental lithosphere. 4IAS conference (Perth, WA), AGSO Geoscience Australia Record. 37, 84-86.

- Rey, P.F** and Houseman, G., in press. Lithospheric Scale Gravitational Flow: The Impact of Body Forces on Orogenic Processes from Archaean to Phanerozoic. In: Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes (Buiter, S. and Schreurs, G., eds),. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*
- Rey, P.F.**, Philippot, P. and Thébaud, N., 2003. Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75-2.65 Ga global crisis. *Prec. Res.*, 127, 43-60.
- Sandiford, M.**, 1989. Horizontal structures in granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse? *Geology*, 17, 449-452.
- Sokoutis, D.**, Burg, J.P., Bonini, M., Corti, G., Cloetingh, S., 2005. Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics*, **406**, 1-15.
- Väisänen, M.** and Hölltä, P., 1999. Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, Southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 71, 177-218.
- Van Duin, J.A.**, 1992. The Turku granulite area, SW Finland : a fluid-absent Svecofennian granulite occurrence. PhD Thesis, Amsterdam, VU University, p234.
- Van Duin, J.A.** and Nieman, C.P., 1993. Pressure and temperature history of a low-pressure transitional granulite area, Turku, SW Finland. *Geol. Mijnbow*, 71, 259-280.
- Vassallo, J.J.** and Wilson, C.J.L., 2002. Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. *J. Struct. Geol.*, 24, 1-24.
- White, D.J.**, Jones, A.G., Lucas, S.B., Hajnal, Z., 1999. Tectonic evolution of the Superior Boundary Zone from coincident seismic reflection and magnetotelluric profiles. *Tectonics*, 18, 430-451.
- Williams, P.R** and Curie, K.L., 1993. Character and regional implications of the sheared Archaean granite-greenstone contact near Leonora, Western Australia. *Prec. Res.*, 62, 343-365.
- Windley, B.F.**, 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: *Proterozoic crustal evolution* (Condie, K.C. eds). Elsevier, Amsterdam. 419-446.
- Windley, B.F.**, 1993. Uniformitarianism today: Plate tectonics is the key to the past. *Jour. Geol. Soc.*, 150, 1, 7-19.
- Zwanzig, H.V.**, 1999. Structure and stratigraphy of the south flank of the Kiseeynew Domain in the Trans-Hudson Orogen, Manitoba: implications for 1.845-1.77 Ga collision tectonics. *Can. J. Earth Sci.*, 36, 1859-1880.

▣ Autres hypothèses..

La création de foliations peu pentées est possible dans plusieurs contextes géodynamiques mais nécessite toujours une direction principale de raccourcissement fini verticale. La première possibilité envisageable pour expliquer la formation de ces structures reste une possible compétition entre de l'étirement vertical et horizontal de matière, lors d'un raccourcissement horizontal. Le fluage latéral de la croûte ductile serait favorisé par une composante de croissance crustale importante, qui impliquerait une augmentation de l'épaisseur de croûte « molle » (*voir le paragraphe précédent*). Cependant, d'autres mécanismes peuvent également être proposés pour expliquer la formation de ces foliations peu pentées qui ne semblent pas correspondre à des structures chevauchantes.

Tout d'abord, les lithosphères impliquées sont peu résistantes et semblent être caractérisées par des températures au Moho élevées. Si ces températures sont suffisamment fortes, on peut envisager que la convection de matériel ductile puisse jouer un rôle. La création de cellules de convection, au sein d'un milieu ductile provoque alors des mouvements ascendants et descendants de matière pouvant s'associer au développement de foliations plates au toit des cellules de convection. Si cette hypothèse peut expliquer une possible formation de foliations sub-plates, elle n'explique pas l'existence des linéations d'étirement à fort angle de la direction de raccourcissement.

Les croûtes juvéniles (associées à une forte composante de croissance crustale) ont montré qu'elles étaient sujettes à des mouvements relatifs de matière importantes impliquant l'enfoncement de roches supracrustales et la remontée relative de matériel infracrustal associé à la mise en place de granitoïdes. Dans un tel contexte, la mise en place de granites d'origine mantellique peut provoquer le développement de foliations plates au toit des corps granitiques. Cependant, ce phénomène localisé ne peut expliquer l'existence de foliations plates sur de grandes distances comme observé au sein de la ceinture de Thompson, ou encore en Terre Adélie. De plus, cette hypothèse n'explique là encore, en rien, l'existence des linéations d'étirement à fort angle de la direction de convergence.

Finalement, une possible compétition entre un épaissement tectonique (combiné à des apports magmatiques) et une composante de fluage horizontal de la croûte ductile, au sein d'une lithosphère molle soumise à un raccourcissement horizontal, semble être la possibilité la plus simple pour expliquer le développement de ces structures faiblement pentées avec une direction d'étirement parallèle à la « chaîne ».

IV.3. MODE D'EXHUMATION

Les lithosphères continentales « chaudes » présentent un mode de déformation différent de celui classiquement observé au sein des orogènes modernes qui est caractérisé par des grandes zones de cisaillement permettant l'enfouissement et (ou) l'exhumation de croûte profonde. Les lithosphères continentales peu résistantes présentent un épaississement plutôt distribué, suggérant des gradients topographiques modérés et donc une érosion distribuée ainsi qu'une vitesse d'exhumation et de raccourcissement distribuée et donc limitée à l'échelle locale. En conséquence, le chemin PT enregistré renseigne directement sur le degré de localisation de la déformation, le mode d'exhumation principal des unités crustales profondes ainsi que la capacité des lithosphères à supporter des gradients topographiques.

Exhumation processes and orogeneses through time: what do PT paths tell us

Denis Gapais^{*1}, Florence Cagnard¹, Frédéric Gueydan¹, Pierre Barbey² et Michel Ballèvre¹

(1) Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

(2) CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre les Nancy cedex, France

* Corresponding author: Denis.Gapais@univ-rennes1.fr

Article en préparation

Key words: Orogenesis, exhumation, P-T paths, Precambrian, Phanerozoic

ABSTRACT

PT paths contain information about collision tectonics, including degree of strain localization, dominant exhumation mode of deep crustal units, as well as orogen-induced topographies and associated erosion modes. We compare tectonic histories affecting units from modern collision zones and from weaker accretionary-type orogens associated with crustal growth and rather high geotherms, as particularly common in Precambrian times. The latter commonly record PT paths with combined pressure and temperature decrease. These may track geotherms, which indicates thermal equilibrium and suggests slow strain and exhumation rates, and distributed erosion of crustal domains affected by distributed shortening with limited strain localization and topographic gradients. Such behavior differs from that recorded by PT paths that track isothermal decompression and involve high strain and exhumation rates along major shear zones, as observed in modern collision belts.

INTRODUCTION

Within orogenic belts, retrograde PT paths associated with exhumation of metamorphic units show variable shapes. Common ones are either approaching adiabatic cooling or seem to track geotherms. In this paper, we examine the way crustal-scale deformation modes may be recorded in PT paths and we discuss some possible geodynamic implications. We first review the main differences between structural and metamorphic signatures of two ‘end-member’ types of orogens (Windley, 1992): collision belts expected to involve rather stiff lithospheres, and accretionary orogens where crustal growth is expected to contribute to the occurrence of rather high geotherms and therefore of weak lithospheres (see Choukroune et al., 1995). Field arguments and thermal models emphasize that PT paths reflect first-order features of the thermal state and associated mechanical behavior of continental lithospheres involved in collision tectonics.

METAMORPHIC SIGNATURES

In modern orogens, like the Himalayas, the Alps, or the Variscides, many tectonic units record clockwise-type PT paths with a significant part of the retrograde history marked by a pressure drop at rather constant temperature (*Figure IV.3.1a-b*). Such paths may be HP-LT (*Figure IV.3.1a*) or HT-MP (*Figure IV.3.1b*). HP-LT paths are typically associated with blueschists or eclogites, often exhumed early in the tectonic history. HT-MP paths are typical of lower crust exhumed in metamorphic core complexes. These two types of paths are referred here as “continental subduction” and “gravitational collapse”, respectively (*Figure IV.3.1a-b*).

On the other hand, several ancient orogens, especially those of accretionary type (*Windley, 1992*), often show units exhumed along paths marked by a combined decrease in pressure and temperature (*Figure IV.3.1c*). Moreover, where reasonably constrained, the slope of the prograde path may look somewhat comparable to that of the retrograde one. Exhumed HP units appear exceptional in these orogens. Instead, many of them show large areas of monotonous HT conditions combined with extensive magmatism at moderate depths, often less than 25 km (*e.g. Fueten and Robin, 1989; Monnier et al., 1996; Nironen, 1997; Bédard et al., 2003*).

STRUCTURAL PATTERNS

Field evidence underlines that the exhumation of HP or UHP units is associated with major shear zones (see *Platt, 1993; Ernst et al., 1997*). Examples can be found in the Himalayas (*Burg et al., 1987; Steck, 2003; de Sigoyer et al., 2004*) (*Figure IV.3.1a*), the Alps (*Ernst, 2001; Jolivet et al., 2003*), the Variscan belt (*Mercier et al., 1991; Bosse et al., 2000*), the Caledonides (*Dewey et al., 1993*), the Dabie Chan (*Hacker et al., 1995*), the Cyclades (*Jolivet et al., 2003*), or New Caledonia (*Blake and Brothers, 1977*). The same holds for processes leading to the exhumation of HT rocks, either in the footwall of extensional detachments associated with core-complexes (*e.g. Davies and Coney, 1979; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1981; Lister et al., 1984; Malavieille et al., 1990; Brun and Van den Driessche,*

1994) (Figure IV.3.1b), or in more particular contexts of compression-induced extrusion (Merle and Guillet, 1989; Burg and Podladchikov, 2000; Rosenberg et al., 2004).

Such structural-metamorphic relationships are far to be so clear for domains where combined decreases of pressure and temperature during exhumation are common. There, the most prominent structure is a pervasive steeply dipping foliation associated with distributed sub-horizontal shortening (Fueten and Robin, 1989; Bouhallier et al., 1995; Choukroune et al., 1995; Chardon et al., 2002) (Figure IV.3.1c). Associated components of vertical stretch may be large (Hudleston et al., 1988; Goscombe, 1991; Vassallo and Wilson, 2002; Gapais et al., 2005), and evidence for major thrusts or extensional detachments is poorly argued.

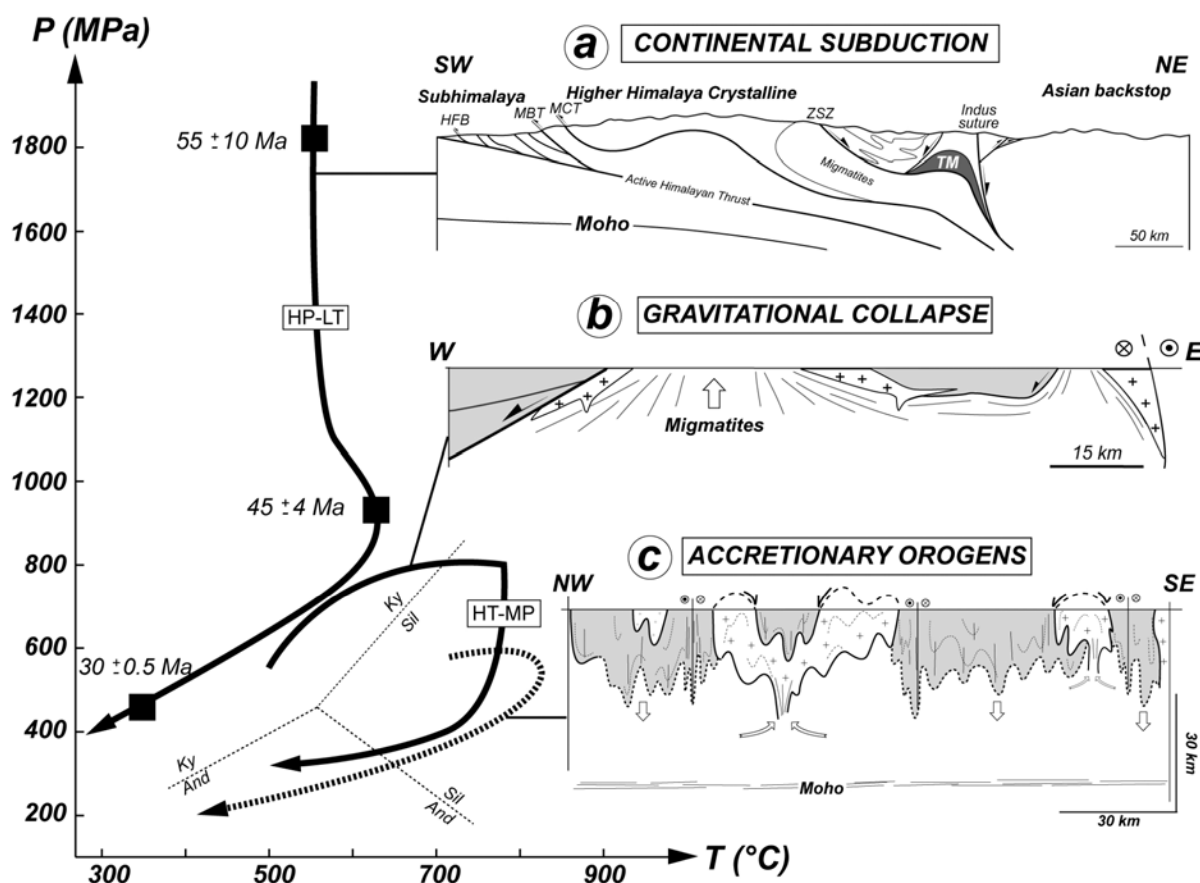


Figure IV.3.1: Examples of classical types of PT paths within orogenic belts. a: Path associated with exhumation of the Tso Moriri eclogites (TM on cross section; modified after Steck, 2003), NW Himalaya (modified after de Sigoyer et al., 2004). b: Path associated with exhumation of the Golfe du Morbihan migmatites, Hercynian belt of southern Brittany, France (modified after Jones and Brown, 1990; cross-section modified after Gapais et al., 1993); grey: upper crust; crosses: synkinematic granites. c: Example of PT path found within the Southern Svecofennian Orogen (southern Finland) (modified after Väisänen and Hölttä, 1999); general cross-section, this study; grey: dominant upper-crustal units brought to HT-LP metamorphic conditions; crosses, granite-rich units.

DISCUSSION

Field studies and numerical models have argued that exhumation associated with strain localization is fairly rapid (e.g. *Gapais et al., 1993; Brown and Dallmeyer, 1996; Duchêne et al., 1997; Ernst et al., 1997; Platt and Whitehouse, 1999; de Sigoyer et al., 2004; Bosse et al., 2000; Rubatto and Hermann, 2001; Platt et al., 2003; Tirel et al., in press*) (Figure IV.3.1a). This is because strain localization implies high displacement rates along shear zones. In such contexts, uplift rates of deep units are fast enough to limit their thermal reequilibration with country rocks, a feature recorded by retrograde paths of adiabatic-type that cut across geotherms (see *Ernst, et al., 1997*). From this, we infer that tectonics combines with erosion as the main driving force for exhumation. Another consequence of strain localization is the development of syntectonic sedimentary basins, such as compressive foreland or ramp basins at thrust footwall (see *Cobbold et al., 1993*), or extensional basins in the hanging wall of core complexes (see *Brun and Van den Driessche, 1994*). These underline that strain localization favors heterogeneous sedimentation and erosion as a consequence of important topographic gradients.

In contrast, retrograde paths that look closer to geotherms suggest that uplifting units remained close to thermal equilibrium with surrounding domains. From this, we infer slow exhumation rates, which would be consistent with slow strain rates due to distributed deformation. Beside structural and metamorphic peculiarities attesting to distributed deformations, several ancient belts tend to show much slower cooling rates than modern ones (*Willigers et al., 2002 and refs. therein*). Furthermore, long deformation histories of the order of 100 Ma have been documented in some Precambrian belts (e.g. *Ehlers et al., 1993; Gapais et al., 2005*). In such areas, limited strain localization suggests that erosion was likely the main driving force for exhumation. Ideally distributed compressive strains means homogeneous thickening, which in turn implies negligible topographic gradients. In the Southern Svecofennides, for example, the monotonous metamorphic conditions observed over large areas indicate a rather homogeneous erosion level (*Nironen, 1997*), and therefore distributed erosion. This, combined with the flat present-day topography of many cratons further suggests that isograd envelopes remained at low angle to the Earth surface, a feature consistent with distributed thickening (Figure IV.3.1c). Consistently, both numerical (*Rey et al., 2001; Rey and Houseman, 2002; in press*) and analogue models (*Cagnard et al. 2004, in press*) have argued that compression of weak lithospheres should favor moderate relief. A

remarkable feature of several accretionary-type orogens is that latest ductile deformations are compressive, without field evidence for late-orogenic collapse despite high crustal ductility (Ehlers *et al.*, 1993; Vassallo and Wilson, 2002; Gapais *et al.*, 2005). This further suggests some balance between crustal thickening and thinning that may be accommodated by syntectonic erosion possibly accompanied by lower-crustal flow (Cagnard *et al.*, *in press*; Rey and Houseman, *in press*).

In order to further argue the above inferences and examine the respective effects of burial and exhumation rates and therefore of strain localization and erosion on the shape of PT paths, we have run a series of simple 1D thermal numerical models. Models examine the history of a particle within a moving crustal piece submitted to burial followed by exhumation during a crustal thickening-thinning cycle. They consider a crustal geotherm that changes with time according to this two-stage process. In the examples shown in *Figure IV.3.2*, the imposed basal heat flux was 20 mW/m² (continental subduction), 50 mW/m² (gravitational collapse) and 100 mW/m² (accretionary orogens). A constant bulk displacement rate of 2 mm/y was applied to models during crustal thickening (V_c) and thinning (V_e) (*Figure IV.3.2a*), which results in similar durations of thickening and thinning events (12.5 Ma, crustal thickness curve, *Figure IV.3.2b*). The displacement rate of the crustal piece during its burial (V_{p-b}) and exhumation (V_{p-e}) will largely exceed V_c or V_e for modeling strong strain localization (continental subduction or gravitational collapse curves, *Figure IV.3.2b*); whereas it will tend toward V_c or V_e for a more homogeneous strain (accretionary orogens curve, *Figure IV.3.2b*).

Natural examples show that units are mainly displaced along shear zones in situations of continental subduction or gravitational collapse (*Figure IV.3.1a-b*); whereas major deformation zones observed in accretionary-type orogens are generally subvertical (*Figure IV.3.1c*). We therefore chose plunges of particle paths of 45° for the two first situations, and of 90° for the third one (*Figure IV.3.2b*). Arbitrarily chosen maximum burial depths (Z_{max}, *Figure IV.3.2a*) were 70, 30 and 20 km for continental subduction, gravitational collapse and accretionary orogen tectonic histories, respectively (compare *Figure IV.3.2b* with peak pressures in *Figure IV.3.1*). For gravitational collapse, models include an arbitrary residence time of 10 Ma at the maximum burial depth (*Figure IV.3.2b*). A limit of models is that the geotherm changes instantaneously with time (steady equilibrium), which tends to overestimate the crustal heating due to increase in radiogenic production during thickening. In addition, exhumation is continuous up to zero depth, which explains why particles are still hot

when reaching model surface (*Figure IV.3.2c*) and renders meaningless the last stages of the PT paths.

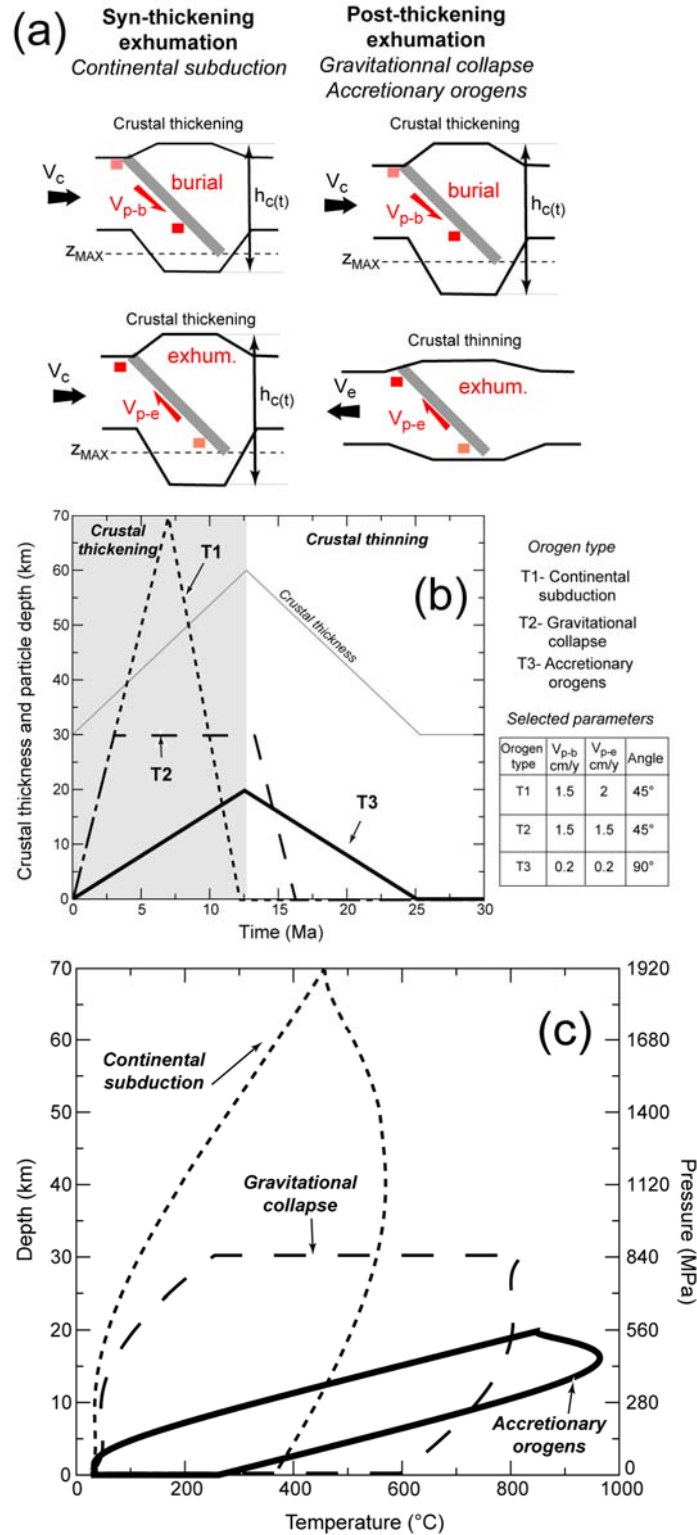


Figure IV.3. 2: Principles (a, b) and examples of results (c) of 1D thermal numerical models. On (a), V_c and V_e are bulk compression and extension rates, respectively; $H_c(t)$ is crustal thickness at a given time; V_{p-b} and V_{p-e} are particle burial and exhumation rates, respectively; Z_{max} is maximum particle burial depth. (b) Particle depth vs. time for the 3 different situations tested; angles listed in table are plunges of particle paths. (c) Examples of PT paths obtained for the three different situations tested.

Models emphasize that high exhumation rates driven by localized strain and erosion ($V_p - e > V_e$) result in adiabatic-type paths; whereas slow exhumation rates related to distributed strain and erosion ($V_p - e$ close to V_e) result in geotherm-type paths (*Figure IV.3.2c*). These results are consistent with analytical predictions showing that the path curvature, from open to closed, should vary proportionally to the width of the orogen, i.e. proportionally to the inverse of the degree of strain localization (*Batt and Braun, 1997*), with adiabatic-type or geotherm-type paths for narrow or wide orogens, respectively.

CONCLUSIONS

Syntectonic metamorphic histories may record deformation modes of continental lithospheres through close links between shapes of PT paths, degree of strain localization, vertical displacements, topography, erosion, and consequently sedimentation. The analysis outlines in particular the major contrasts in tectonic styles that may affect orogens marked by rather high geotherms, as expected in accretionary-type orogens that are widespread in Precambrian times, compared with modern-style collision belts. Accretionary-type orogens are in particular marked by distributed deformations and thus slow strain and exhumation rates; whereas modern belts reflect strong localization, and thus high strain and exhumation rates. The strong decrease in amounts of crustal growth after about 1.6 Ga (*Condie, 1998*) might have been a critical factor for the generalization of modern-type tectonic belts.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper follows field works made by D.G. in Terre Adélie (Antarctica), Manitoba (Canada), and Finland (PhD of F.C.). Financial support was provided by a DyETI-CNRS Program. Discussions with J. Braun and J.P. Brun were particularly constructive.

REFERENCES

- Batt, G.E. and Braun, J., 1997,** On the thermomechanical evolution of compressional orogens: *Geophysical Journal International*, v. 128, p. 364-382.
- Bédard, J.H., Brouillette, P., Madore, L., Berclaz, A., 2003.** Evidence for regional-scale, pluton-driven, high-grade metamorphism in the Archaean Minto Block, Northern Superior Province, Canada. *J. Geol.* 111, 183-205.
- Blake, P.M., Brothers, R.N., 1977.** Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 69-78.
- Bleeker, W., 1990.** New structural-metamorphic constraints on Early Proterozoic oblique collision along the Thompson Nickel Belt, Manitoba. *Geol. Assoc. Can. Spe. Pap.* 37, 57-73.
- Bosse, V., Féraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.J., de Jonc, K., 2000.** Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geol. J.* 35, 297-325.
- Bouhallier, H., Chardon, D., Choukroune, P., 1995.** Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Darwar Craton (Karnakata, South India). *Earth. Planet. Sci. Lett.* 135, 57-75.
- Brown, M.D., Dallmeyer, R.D., 1996.** Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany belt, France. *J. Metam. Geol.* 14, 361-379.
- Brun, J.P., Van den Driessche, J., 1994.** Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 165, 519-530.
- Burg, J.P., Leyreloup, A., Girardeau, J., Chen, G.M., 1987.** Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust: the Yalu-Tsangpo suture zone: *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. series A*, 321, 67-86.
- Burg, J.P., Podladchikov, Y., 2000.** From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere: numerical modeling and application to the Himalayan syntaxes. In: Khan, M.A. et al., (eds.) *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 170, 219-236.
- Caby, R., Delor, C., Agoh, O., 2000.** Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes de la région d'Odienné (Côte d'Ivoire): rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J. Afr. Earth. Sci.* 30, 351-374.
- Cagnard, F., Brun, J.P., Gapais, D., 2004.** Compressive deformations of hot analogue lithospheres and possible applications to Precambrian tectonics. *Boll. Geoph. Theor. Appli.* 4, 66-69.
- Cagnard, F., Brun, J.P., Gapais, D., submitted.** Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics*.
- Chardon, D., Peucat, J.J., Jayananda, M., Choukroune, P., Fanning, M., 2002.** Archaean granite-greestone tectonics at Kolar (South India): Interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics* 21, doi: 10.1029/2001TC901032.

- Choukroune**, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithospheres during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P., Ries, A. (eds.) *Early Precambrian Processes*. Geol. Soc. Lond. Spe. Pub. 95, 67-86.
- Cobbald**, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.J., de Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedim. Geol.* 86, 77-89.
- Condie**, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?: *Earth and Planetary Science Letter*, v. 163, p. 97-108.
- Crittenden**, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes, Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am. Mem.* 153, p 490.
- Davis**, G.A., Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology* 7, 120-124.
- De Sigoyer**, J., Guillot, S., Dick, P., 2004. Exhumation of the ultrahigh-pressure Tso Moriri unit in eastern Ladakh (NW Himalaya): a case study. *Tectonics* 23; doi: 10.1029/2002TC001492.
- Dewey**, J.F., Ryan, P.D., Andersen, 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. In: Prichard, H.M. et al. (eds.) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geol. Soc. Lond. Spe. Pub. 76, 325-343.
- Duchêne**, S., Lardeaux, J.M., Albarède, F., 1997. Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics* 280, 125-140.
- Ehlers**, C., Lindroos, A., Selonen, O., 1993. The late-Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Precambrian Res.* 64, 295-309.
- Ernst**, W.G., 2001. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices – implications for arcs and continental growth. *Phys. Earth. Planet. Int.* 127, 253-275.
- Ernst**, W.G., Maruyama, S., Wallis, S., 1997. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Geology* 94, 9532-9537.
- Fuerten**, F., Robin, P.Y., 1989. Structural petrology along a transect across the Thompson Nickel Belt, Manitoba: dip-slip at the western Churchill-Superior boundary. *Can. J. Earth. Sci.* 26, 1976-1989.
- Gapais**, D., Lagarde, J.L., Le Corre, C., Audren, C., Jégouzo, P., Casas Sainz, A., Van den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci. Paris.* 316, 1123-1129.
- Gapais**, D., Potrel, A., Machado, N., Hallot, E., 2005. Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt (Manitoba, Canada). *Tectonics* 24, TC 3002, doi: 10.1029/2004TC001700.
- Goscombe**, B., 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta block, Central Australia. *J. Struct. Geol.* 13, 299-318.
- Hacker**, B.R., Ratschbacher, L., Webb, L., Shuwen, D., 1995. What brought them up? Exhumation of the Dabie Shan ultrahigh-pressure rocks. *Geology* 23, 743-746.
- Hudleston**, P.J., Schultz-Ela, D., Southwick, D.L., 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Can. J. Earth. Sci.* 25, 1060-1068.

Jolivet, L., Faccena, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the mediterranean orogens. *Am. J. Sci.* 303, 353-409.

Jones, K.A., Brown, M.D., 1990. High-temperature 'clockwise' PT paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *J. Metam. Geol.* 8, 551-578.

Lister, G.S., Banga, G., Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology* 12, 221-225.

Malavieille, J., Guillot, S., Costa, S., Lardeaux, J.M., Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Varican crust in the French Massif Central: Mount Pilat extensional shear zone and St Etienne late Carboniferous basin. *Tectonophysics* 177, 139-149.

Mercier, L., Lardeaux, J.M., Davy, P., 1991. On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites from the French Massif Central. *Tectonics* 10, 131-140.

Merle, O., Guillet, B., 1989, The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach: *Tectonophysics*, v. 165, p. 41-56.

Monnier, O., Ménot, R.P., Peucat, J.J., Fanning, M., Giret, A., 1996. Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique est) : mise en évidence d'un collage tectonique au Protérozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris.* 32, 55-62.

Nironen, M., 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian. Res.* 86, 21-44.

Pelletier, A., Gapais, D., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 2002. Tectonique transpressive en Terre Adélie (est Antarctique). *C. R. Geosciences.* 334, 505-511.

Platt, J., 1993. Exhumation of high pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5, 119-133.

Platt, J.P., Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 171, 501-605.

Platt, J.P., Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J., Lonergan, L., 2003. Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. *J. Geol. Soc. Lond.* 160, 655-676.

Rey, P., Houseman, G., Poudjom Djomani, Y.H., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2001. The impact of body forces on Archaean continental lithosphere: 41As Conference (Perth, WA). *AGSO Geoscience Australia Record* 37, 84-86.

Rey, P., Houseman, G., 2002. Crustal scale strike slip faults in the Archaean: the result of a buoyant subcontinental mantle: 16th Australian Geological Convention (Adelaide, SA). *Geol. Soc. Austr.* Abstract 67, 50.

Rey, P. and Houseman, G., 2005, Lithospheric scale gravitational flow: the impact of body forces on orogenic processes from Archaean to Phanerozoic. *In* Buiter, S. and Schreurs, G., eds, *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society [London] Special Publication, in press.

- Rosenberg**, C.L., Brun, J.P., Gapais, D., 2004. Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. *Geology* 32, p. 997-1000.
- Rubatto**, D., Hermann, J., 2001, Exhumation as fast as subduction?: *Geology*, v. 29, p. 3-6.
- Steck**, A., 2003. Geology of the NW Indian Himalaya. *Eclog. Geol. Helvet.* 96, 147-196.
- Tirel**, C., Brun, J.P., Burov, E., in press. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *J. Geophys. Res.*
- Väisänen**, M. and Hölttä, P, 1999. Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, Southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 71, 177-218.
- Vassallo**, J.J., Wilson, C.J.L., 2002. Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. *J. Struct. Geol.* 24, 1-24.
- Wernicke**, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291, 645-648.
- Willigers**, B.J.A., van Gool, J.A.M., Wijbrans, J.R., Krogstad, E.J., Mezger, K., 2002. Posttectonic cooling of the Nagssugtoqidian orogen and a comparison of contrasting cooling histories in Precambrian and Phanerozoic orogens. *J. Geol.* 110, 503-517.
- Windley**, B.F., 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: *Condie, K.S. (ed.) Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 419-446.

▣ La rareté des reliques de HP à l’affleurement dans les orogènes précambriens

Au sein de nombre de domaines orogéniques Précambriens, les lithosphères impliquées semblaient être chaudes et molles. Si l’on considère que le gradient géothermique général n’était pas extrême au Précambrien (voir *Chapitre 1.3.*), la seule source de chaleur permettant une perturbation locale et suffisante de ce géotherme reste un apport de chaleur par croissance crustale. Dans les domaines Archéens, où la croissance crustale est de manière générale très forte, les caractéristiques « archaïques » dominent. Au Protérozoïque, les orogènes d’accrétion (qui sont le site d’une importante croissance crustale) semblent être associées à des caractères « archaïques » dominants (exemples du Svécofennien, de la Thompson Nickel Belt, Terre Adélie, Birimien..) tandis que les orogènes de collision (qui sont le site d’un recyclage important de croûte préexistante) semblent montrer des caractères plutôt modernes (exemples de la Laponie, du Grenvillien, du Panafricain). Enfin, au Phanérozoïque, où la croissance crustale est très limitée et beaucoup plus faible qu’au Précambrien, les caractéristiques « modernes » sont le plus souvent observées.

Il semble donc que le style tectonique développé soit donc directement lié à **l’état thermique** de la lithosphère continentale considérée et donc à la température au Moho de cette même lithosphère.

Cependant, si les structures développées au sein des domaines orogéniques sont différentes selon la nature résistante ou peu résistante des lithosphères continentales impliquées, les orogènes anciennes (de collision et d’accrétion) sont souvent caractérisées par un métamorphisme très homogène de type HT-B/MP. Pourquoi, au sein des orogènes anciennes, ce métamorphisme est donc si homogène et est rarement marqué par des paragenèses de type HP, à l’affleurement?

Tout d’abord, la nature faiblement localisante de la déformation et l’absence de grandes discontinuités (hormis la zone de subduction), ne semblent pas pouvoir permettre l’exhumation d’unités de HP. En effet, la nature délocalisée des structures inhibe une remontée importante de matériel depuis des hautes pressions, le long d’une zone de cisaillement majeure. De plus, si le gradient géothermique était perturbé, la flottabilité des roches entrant en subduction pouvait être suffisamment importante pour inhiber l’enfoncement important de matériel en profondeur. Dans ce cas, dans des domaines orogéniques caractérisés par des lithosphères anormalement chaudes, pour des raisons

structurales et de flottabilité, la mise à l’affleurement de roches caractérisées par des paragenèses de HP demeure toujours extrêmement limitée. De plus, l’existence d’un gradient géothermique localement perturbé par des apports magmatiques liés à de la croissance crustale, pourrait inhiber la création de paragenèses de type HP-BT en profondeur, au profit de paragenèses de haute pression mais de plus haute température.

Finalement, si les roches ont du mal à être enfouies à de grandes profondeurs, ou qu’elles ont du mal à être exhumées depuis ces importantes pressions (de par la nature délocalisée des structures développées ainsi que pour des raisons de flottabilité), il semble cohérent que les paragenèses de type HP soient rares à l’affleurement, dans les domaines orogéniques impliquant des lithosphères plutôt chaudes et « molles ». De ce fait, les évidences de reliques de HP à l’affleurement plus nombreuses depuis le Néoprotérozoïque pourraient ainsi traduire une augmentation de la tendance à la localisation des structures développées au sein des domaines orogéniques ainsi qu’une tendance à la diminution de la flottabilité des lithosphères impliquées. Ceci suggère alors un passage progressif depuis une tectonique « distribuée », liée à des géothermes anormalement chauds jusqu’à une tectonique plus « localisée », liée à des géothermes plus froids.

Partie 5

Synthèse et conclusions

Le mode de déformation de lithosphères continentales est intimement lié aux caractéristiques rhéologiques qui contrôlent leur résistance, et est aussi directement fonction de leur état thermique. Le mode de déformation de lithosphères résistantes en compression est assez bien contraint et décrit en terme de tectonique chevauchante, impliquant la superposition de roches présentant des grades métamorphiques contrastés, le long de zones de cisaillement localisées et faiblement pentées. Cependant, certains domaines orogéniques, impliquant notamment des lithosphères juvéniles en compression, présentent des caractères structuraux et métamorphiques particuliers, difficiles à interpréter en termes de tectonique collisionnelle chevauchante classique. Ce travail apporte quelques contraintes sur le mode de déformation et les réponses mécaniques de telles lithosphères continentale « chaudes » et peu résistantes, soumises à un raccourcissement horizontal.

▮ Un mode d'épaississement distribué associé à l'enfoncement de matériel supracrustal

Les résultats des études de terrain ainsi que des expériences analogiques tendent tous à illustrer un mode d'épaississement particulier au sein de lithosphères molles soumises à un raccourcissement horizontal. Celles-ci montrent un épaississement distribué et relativement homogène sur de larges distances (*Figures V.1-2*). Le développement de structures localisées chevauchantes, de grande échelle (correspondant à des zones de cisaillement majeures faiblement pentées) est inhibé de par l'absence de niveaux résistants fragiles au sein de ces lithosphères (absence de Manteau sub-Moho résistant). La nature distribuée de l'épaississement ne permet alors pas la juxtaposition de roches présentant des degrés métamorphiques très différents et ceci est bien illustré par l'existence d'un métamorphisme de type HT-BP homogène sur de grandes distances, dans les domaines orogéniques impliquant une forte composante de croissance crustale. Les observations de terrain combinées aux résultats de la modélisation analogique soulignent également que, du fait d'un épaississement homogène des niveaux ductiles, les interfaces (et donc les isogrades métamorphiques) tendent à rester sub-plats, même après un raccourcissement horizontal important (*Figures V.1-2*).

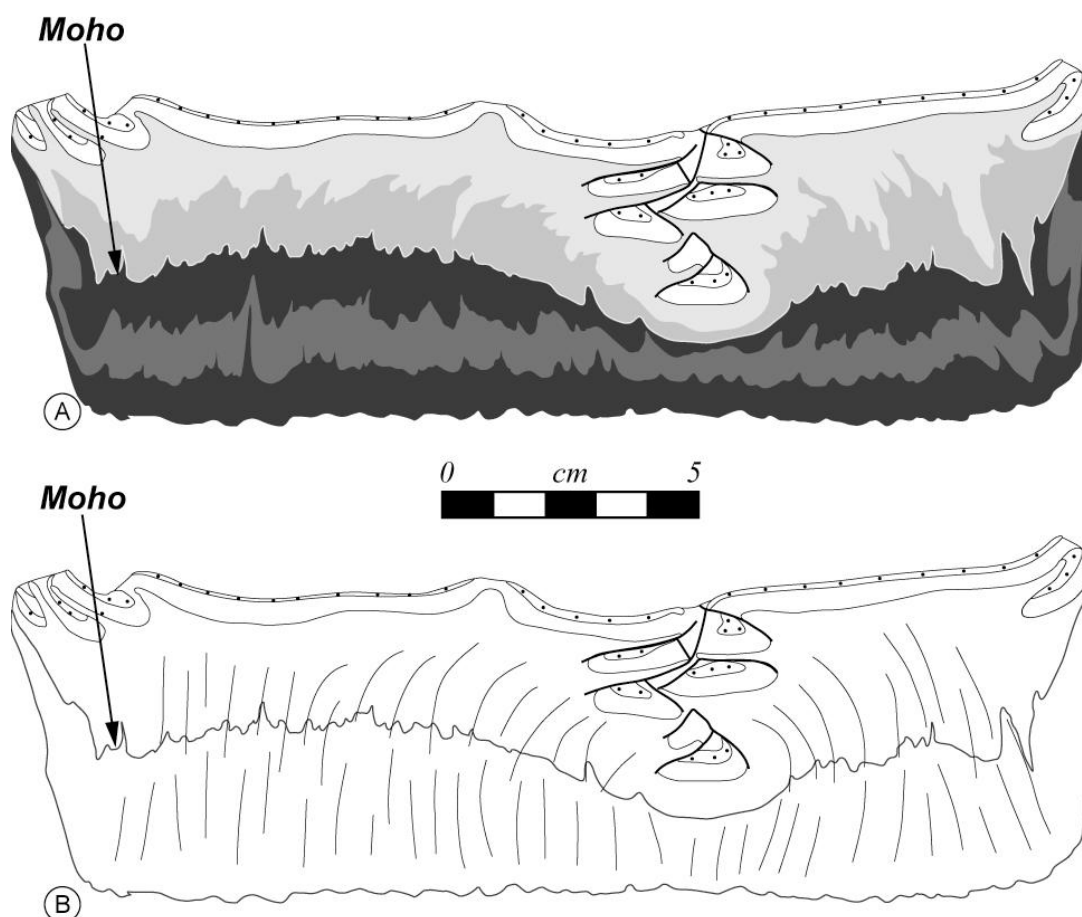


Figure V.1: (a) Dessin d'une coupe au centre d'un modèle analogique d'échelle lithosphérique constitué de 3 couches et déformé en compression, (b) représentation des trajectoires de foliations déduites de l'attitude sub-verticale des plans axiaux de plis mineurs aux interfaces entre les différentes couches de silicone.

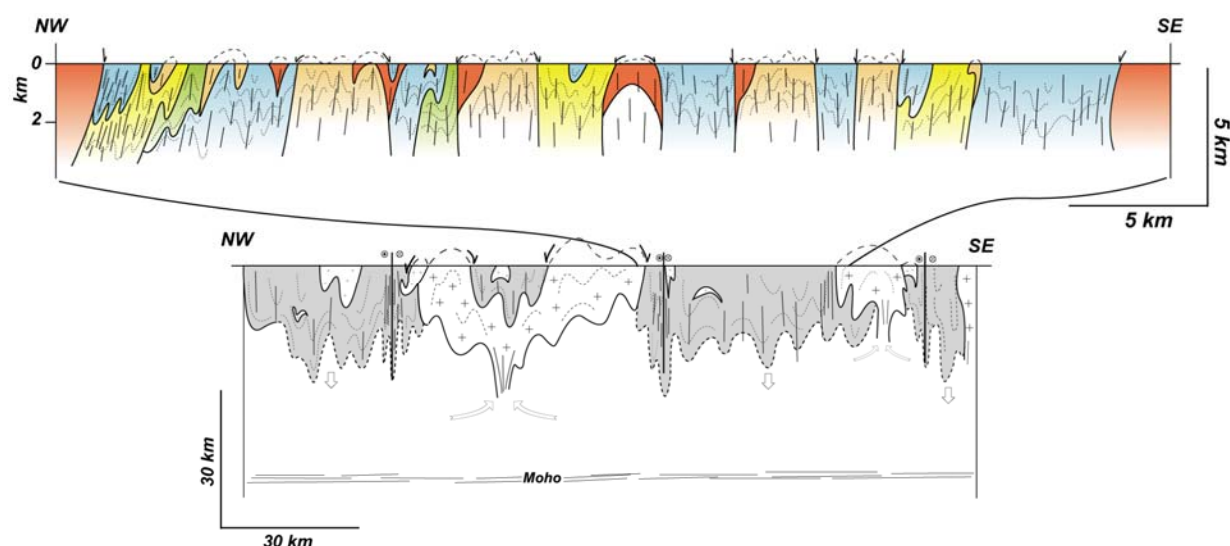


Figure V.2: Coupes géologiques à petite échelle et détaillée (a), ainsi qu'à plus grande échelle (b) au sein du domaine Sud Svécofennien (Finlande). Ces coupes illustrent l'importance des mouvements descendants d'unités supracrustales, associés à la mise en place de granites et le développement pervasive de foliations verticales.

Les fabriques développées, sont typiquement sub-verticales (*Figure V.1.2*) et montrent souvent un étirement principal fortement plongeant. Certaines de ces fabriques correspondent parfois à des zones de plus forte localisation de la déformation et consistent en des zones de cisaillement à caractère transpressif. Cette composante transpressive semble ainsi montrer qu'il existe une compétition possible entre des mouvements gravitaires verticaux et horizontaux, correspondant à de l'enfoncement vertical de matériel supracrustal et du fluage latéral ductile, accommodés par ces zones de cisaillement (*Figure V.1.2-3*).

De plus, les zones transpressives reprennent souvent des zones faiblement pentées précoces pouvant présenter un étirement principal à fort angle de la direction de convergence (*Figure V.3*). Ces domaines indiquent alors qu'une compétition peut exister (tôt dans l'histoire compressive) entre de l'épaississement (induit par le raccourcissement horizontal) et du fluage latéral de matière. L'échappement latéral de matière pourrait en outre être favorisé par un apport de matériel juvénile et dérivé du manteau, qui pourrait contribuer à l'épaississement (augmentant ainsi le potentiel gravitaire) et provoquer une réduction de la viscosité des matériaux (lié à l'apport de chaleur causé par la mise en place de ce matériel juvénile).

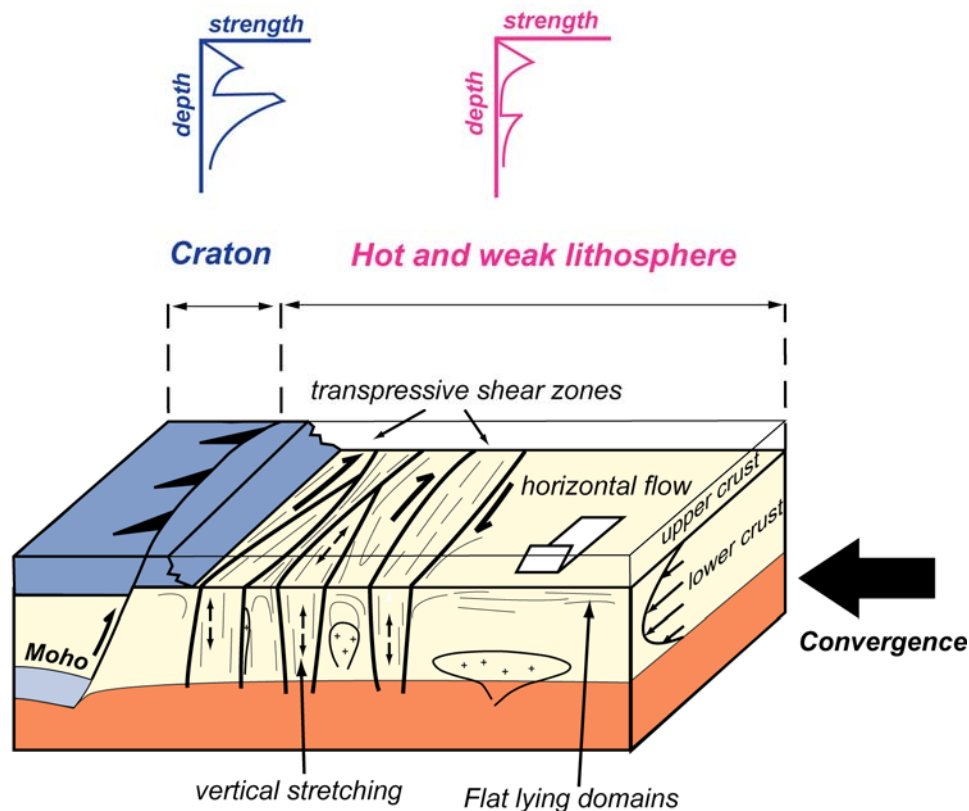


Figure V.3: Schéma de principe illustrant le possible comportement d'une lithosphère chaude et molle entrant en collision avec une lithosphère plus résistante.

Ces domaines orogéniques impliquant des lithosphères peu résistantes semblent ainsi ne pas pouvoir supporter des élévations importantes et les reliefs créés devaient être limités et plutôt distribués.

Des chevauchements peuvent se développer mais sont de taille limitée car concentrés dans la croûte supérieure cassante. Ils permettent le développement de structures en pop-downs et accommodent l'enfoncement de portions de matériel supracrustal (*Figures V.1-2*). Cet enfoncement de matériel supracrustal peut être initié sans profil de densité inverse (comme ceci est souvent invoqué dans le cas de « sagduction » de ceintures de roches vertes, au sein de domaines Archéens (*Gorman et al., 1978 ; Schwerdnter et al., 1980 ; Bouhallier et al., 1995 ; Chardon et al., 1996-1998 ; Choukroune et al., 1997*)) et résulte uniquement de contraintes compressives horizontales.

▮ Une exhumation dont le moteur principal est l'érosion

Les lithosphères peu résistantes, soumises à un raccourcissement horizontal ne développent pas de structures localisées majeures. Si ce caractère est vérifié pour les chevauchements, il s'avère également vrai pour les zones de cisaillement extensives telles que celles associées au développement de Metamorphic Core Complexes. En effet, aucune évidence de détachement majeur n'a pu être identifiée sur le terrain ; aucune juxtaposition de roches métamorphiques de grade contrasté, liée au fonctionnement d'importantes zones de cisaillement extensives, n'a été observée sur le terrain et les dernières déformations observées sont compressives. Dès lors, l'exhumation des roches de haut-grade n'a pu être accommodée par le jeu de zones de cisaillement localisées et l'exhumation de ces roches a dû être dominée par l'érosion. Ceci est illustré par le chemin PT rétrograde des roches de HT-BP des Svécofennides qui correspond à un trajet en refroidissement et décompression (*Figure V.3*). L'enregistrement métamorphique rétrograde, observé au sein de ces roches, indique que celles-ci ont dû remonter en équilibre thermique avec leur encaissant, refroidissant lentement au cours d'une remontée lente. Une telle vitesse d'exhumation lente est alors cohérente avec des vitesses de déformations également lentes, liées au caractère distribué de la déformation. Dans ce cas, les roches remontent en équilibre avec un géotherme anormalement chaud (45-50°/km dans le cas des Svécofennides). L'érosion est donc un phénomène distribué et pervasif, probablement continu dans le temps, permettant une exhumation lente des roches de haut-grade. L'absence d'évidence d'extension post-épaississement lié à une érosion distribuée et continue au cours de l'épaississement, permettent de tendre vers un état d'équilibre plus ou moins isostatique

stationnaire, en contrebalançant (au moins en partie) l'épaississement et limitant de surcroît la création de reliefs importants.

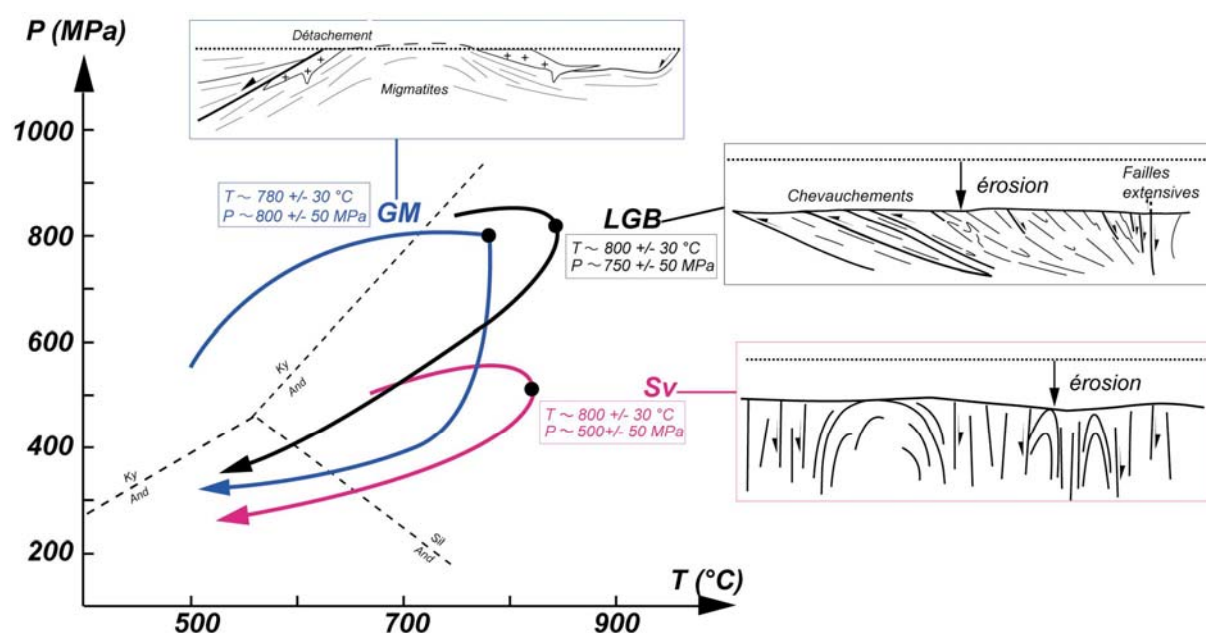


Figure V.4 : Compilation de chemins PT dans le Golfe du Morbihan (Massif Armoricain - France) (GM), l'arc de granulites de Laponie (Finlande) (LGB), et les Svécofennides (Finlande) (Sv). Modifié d'après Jones et Brown, 1990 ; Barbey et al., 1984 ; Cagnard et al., *Prec.Res.* (soumis).

Lorsque les lithosphères continentales sont gouvernées par des géothermes perturbés (exemple des orogènes d'accrétion), elles sont adoucies et moins résistantes. Ces lithosphères présentent les caractères métamorphiques et structuraux précédemment détaillés où l'épaississement et l'exhumation résultent du fonctionnement de processus distribués. Au contraire, lorsque les lithosphères continentales impliquées en collision présentent des géothermes pas (ou peu) perturbés (exemple des orogènes de collision) elles sont plus résistantes et favorisent un mode de déformation plus classique, impliquant le fonctionnement de zones de cisaillement localisées. Ainsi, l'état thermique des lithosphères impliquées en contexte compressif contrôle directement leur mode de déformation. La transition entre une tectonique « archaïque » et une tectonique « moderne » a donc du être graduelle dans le temps et l'espace, en fonction des modifications thermiques des lithosphères impliquées. La limite « Archéen - Protérozoïque », qui correspondrait à une limite thermique et pétrologique majeure (e.g *Richter, 1985-1988*), pourrait ainsi ne pas correspondre à une limite « tectonique » majeure. Finalement, l'abondance de domaines orogéniques anciens caractérisés par une tectonique « archaïque » semble être plus liée à l'existence de processus de croissance crustale importants plutôt qu'à l'occurrence de ceintures de roches vertes.

Références Bibliographiques

- Abbott, D.**, Sparks, D., Herzberg, C., Mooney, W., Nikishin, A., Zhang, Y.S., 2000. Quantifying Precambrian crustal extraction: the root is the answer. *Tectonophysics*. 322, 163-190.
- Alapieti, T.**, 1982. The Koillismaa layered igneous complex, Finland- its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 319, p116.
- Alfonso, J.C.**, Ranalli, G., 2004. Crustal and mantle strengths in continental lithosphere: is the jelly sandwich model obsolete? *Tectonophysics*. 394, 221-232.
- Anhaeusser, C.R.**, Mason, R., Viljoen, R.P., 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 2175-2200.
- Armstrong, R.L.**, 1981. The persistent myth of crustal growth. *Austr. J. Earth. Sci.* 38, 613-630.
- Arndt, N.T.**, Nisbet, E.G., 1982. Komatiites. *Georges Allen and Unwin, London*, p 526.
- Ashwal, L.D.**, Morgan, P., Hoisch, T.D., 1992. Tectonics and heat sources for granulite metamorphism of supracrustal-bearing terranes. *Precambrian. Res.* 55, 1-4, 525-538.
- Baba, S.**, 1999. Sapphirine-bearing orthopyroxene-kyanite/sillimanite granulites from South Harris, NW Scotland: evidence for Proterozoic UHT metamorphism in the Lewisian. *Contrib. Min. Petr.* 136, 33-47.
- Bailey, R.C.**, 1999. Gravity-driven continental overflow and Archaean tectonics. *Nature*. 398, 413-415.
- Balagansky, V.V.**, Timmerman, M.J., Rex, D., Daly, S.S., 1995. Tectonic evolution of the Kola region, Russia: evidence from terrane analysis and structural data (abs.). *Terra Abs.*, suppl. No 2. *Terra Nova*, 7, 105.
- Barbey, P.**, Capdevila, R., Choukroune, P., Hameurt, F., 1977. Structure de la virgation granulitique de Laponie (Fennoscandie). *C. R. Acad. Sc. Paris*. 284, 1967-1970.
- Barbey, P.**, Convert, J., Martin, H., Moreau, B., Capdevila, R., Hameurt, J., 1980. Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archaean crust of Lapland (Fennoscandia). *Geol. Rundschau*. 69, 648-658.
- Barbey, P.**, Convert, J., Moreau, B., Capdevila, R., Hameurt, J., 1984. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: the Granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finland*. 56, 161-188.
- Barbey, P.**, 1986. Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie (Fennoscandie) : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (2.3-1.9 Ga). *Mem. Docum. Centre. Arm. Et. Struct. Socles, Rennes*, 7, p 346.
- Barbey, P.**, Raith, M., 1990. The granulite belt of Lapland. In: Vielzeuf, D., Vidal, P., (Ed.), *Granulite and crustal evolution*, Kluwer Academic, 111-132.
- Barrier, L.**, 2003. Interactions déformation-sédimentation dans les systèmes compressifs supracrustaux. Exemples naturels et modélisation analogique. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1*, p 219.
- Batt, G.E.**, Braun, J., 1997. On the thermomechanical evolution of compressional orogens. *Geophys. Jour. Int.* 128, 364-382.

- Bayanova, T.B.**, 1993. Geochronology of the platinum-bearing basic-ultrabasic layered intrusions of the Kola region, Baltic Shield. Symposium on the Svecofennian Domain and Annual meeting of IGCP-275, Abstr. Dept. Geol. Miner. Abo : Abo Akademi, 10-11.
- Beaumont, C.**, Quinlan, G.M., 1994. A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic reflectivity patterns in compressional orogens. *Geophys. Jour. Int.* 116, 754-783.
- Beaumont, C.**, Ellis, S., Hamilton, J., Fullsack, P., 1996. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*. 24, 675-678.
- Bédart, J.H.**, Brouillette, P., Madore, L., Berclaz, A., 2003. Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada : an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. *Precambrian. Res.* 127, 61-87.
- Benn, K.**, Peschler, A.P., 2005. A detachment fold model for fault zones in the Late Archean Abitibi greenstone belt. *Tectonophysics*. 400, 85-104.
- Bergerat, F.**, 1985. Déformation cassante et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. *Géologie, Paris. Université de Paris VI*, p 315.
- Bernard-Griffiths, J.**, Peucat, J.J., Postaire, B., Vidal, P., Convert, J., Moreau, B., 1984. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) of mafic granulites from Finnish Lapland. *Precambrian. Res.* 23, 325-348.
- Berthelsen, A.**, Marker, M., 1985. The tectonics of the granulite belt and the Kola collision suture. Symposium on the Baltic Shield, Helsinki, abstract.
- Berthelsen, A.**, Marker, M., 1986. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield. *Tectonophysics*. 126, 31-55.
- Bickle, M.J.**, Martin, A., Nisbet, E.G., 1975. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 27, 155-162.
- Bickle, M.J.**, Bettenay, L.F., Boulter, C.A., Groves, D.I., 1980. Horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology*. 8, 525-529.
- Bickle, M.J.**, 1986. Global thermal histories. *Nature*. 319, 13-14.
- Blake, P.M.**, Brothers, R.N., 1977. Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 69-78.
- Blasband, B.**, White, S., Brooijmans, P., De Boorder, H., Wissner, W., 2000. Late Proterozoic extensional collapse in the Arabian-Nubian Shield. *J. Geol. Soc.* 157, 3, 615-628.
- Bleeker, W.**, Westra, L., 1987. The evolution of the Mustio gneiss dome, Svecofennides of SW Finland. *Precambrian Res.* 36, 227-240.
- Bleeker, W.**, 1990. New structural-metamorphic constraints on Early Proterozoic oblique collision along the Thompson Nickel Belt, Manitoba. *Can. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 37, 57-73.
- Blewett, R.S.**, 2002. Archaean tectonic processes: a case for horizontal shortening in the North Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Western Australia. *Precambrian. Res.* 113, 1-2, 87-120.

- Bloom, K.**, 1988. Subsolidus migmatization in high-grade meta-tuffs (Kurkijärvi, southwest Finland). *Lithos* 21, 263-278.
- Bohlen, S.R.**, 1987. Pressure-temperature-time paths and tectonic model for evolution of the granulites. *J. Geol.* 95, 617-632.
- Bohlen, S.R.**, 1991. On the formation of granulites. *J. Metam. Geol.* 9, 223-229.
- Bonnet, E.**, 1997. La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : approche expérimentale et applications à la lithosphère continentale. *Mém. Géosciences Rennes* 81, Université de Rennes 1, p 219.
- Bosse, V.**, Féraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.J., De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geol. J.* 35, 297-325.
- Bouhallier, H.**, Chardon, D., Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Darwar craton (Karnakata, South India). *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 57-75.
- Boullier, A. M.**, Barbey, P., 1988. A polycyclic two-stage corona growth in the Iforas Granulitic Unit (Mali). *J. Metam. Geol.* 6, 235-254.
- Boyd, F.R.**, Gurney, J.J., Rischerson, S.H., 1985. Evidences for a 150-200 km thick Archean from diamond inclusions thermobarometry. *Nature*. 315, 387-389.
- Brace, W.F.**, Kholstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* 85, 6248-6252.
- Braitenberg, C.**, Wang, Y., Fang, J., Hsu, H. T., 2003. Spatial variations of flexure parameters over the Tibet–Quinghai plateau. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 205, 3-4, 211-224.
- Braun, J.**, Pauselli, C., 2004. Tectonic evolution of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: constraints from coupled numerical models of crustal deformation and surface erosion driven by subduction of the underlying mantle. *Phys. Earth. Planet. Int.* 141, 4, 281-301.
- Brown, M.D.**, Dallmeyer, R.D., 1996. Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany belt, France. *J. Metam. Geol.* 14, 361-379.
- Brun, J.P.**, Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crusta undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *J. Struc. Geol.* 3, 219-229.
- Brun, J.P.**, Gapais, D., Le Théoff, B., 1981. The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland) : interfering diapirs. *Tectonophysics*. 74, 283-304.
- Brun, J.P.**, Van den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 165, 519-530.
- Brun, J.P.**, 1999. Narrow rifts vs wide rifts: inferences for the mechanics of rifting for laboratory experiments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 357, 695-712.
- Brun, J.P.**, 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In: De Meer, S., Drury, M., De Bresser, H. (Eds) *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 200, 355-370.

- Brun, J.P.**, Fort, X., 2004. Compressional salt tectonics (Angolan margin). *Tectonophysics*. 382, 129-150.
- Brunet, D.**, Machetel, P., 1998. Large-scale tectonic features induced by mantle avalanches, with phase, temperature and pressure lateral variations of viscosity. *J. Geophys. Res.* 103, 4929-4945.
- Burchfield, B.C.**, Cowan, D.S., Davis, G.A., 1992. Tectonic overview of the Cordilleran orogen in the western United States. In: Burchfield, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L. (Eds) *the Cordilleran orogen: Conterminous U.S. Geol. Soc. Am.* 407-479.
- Burg, J.P.**, Leyreloup, A., Girardeau, J., Chen, G.M., 1987. Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust: the Yalu-Tsangpo suture zone: *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. series A*, 321, 67-86.
- Burg, J.P.**, Davy, P., Martinod, J., 1994. Shortening of analogue models of the continental lithosphere: New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*. 13, 2, 475-483.
- Burg, J.P.**, Ford, M., 1997. Orogeny through time: an overview. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds), *Orogeny through time. Geol. Soc. Spe. Pub.* 121, 1-17.
- Burg, J.P.**, Podladchikov, Y., 2000. From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere: numerical modeling and application to the Himalayan syntaxes. In: Khan, M.A., Treloar, P.J., Searle, M.P., Jan, M.Q. (eds.) *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya. Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 170, 219-236.
- Burke, K.**, Kidd, W.S.F., 1978. Where Archaean geothermal gradients much steeper than those of today? *Nature* 272, 240-241.
- Byerlee, J.D.**, 1978. Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophys.* 116, 615-626.
- Caby, R.**, Delor, C., Agoh, O., 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire): rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J. Afr. Earth Sci.* 30, 351-374.
- Cagnard, F.**, Gapais, D., Brun, J.P., Gumiaux, C., Van Den Driessche, J., 2004. Late pervasive crustal-scale extension in the South Armorican Hercynian Belt (Vendée, France). *J. Struct. Geol.* 26, 435-449.
- Cagnard, F.**, Brun, J.P., Gapais, D., 2004. Compressive deformations of hot analogue lithospheres and possible applications to Precambrian tectonics. *Boll. Geoph. Theorica ed Applicata*. 45, 66-69.
- Cagnard, F.**, Brun, J.P., Gapais, D., in press. Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics*.
- Cagnard, F.**, Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.P., Ehlers, C., 2006. Combinations of horizontal and vertical stretch during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova* 18, 72-78.
- Cagnard, F.**, Gapais, D., Barbey, P. submitted. Collision tectonics involving juvenile crust: the example of the southern Finnish Svecofennides. *Precambrian. Res.*
- Camiré, G.E.**, Burg, J.P., 1993. Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian. Res.* 61, 51-66.

Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*. 136, 27-63.

Casas Sainz, A., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., Roman-Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems. *J. Struct. Geol.* 23, 733-743.

Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in South India. *J. Struct. Geol.* 18, 991-1004.

Chardon, D., 1997. Les déformations continentales archéennes. Exemples naturels et modélisation thermomécanique. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1*, p 257.

Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precambrian Res.* 91, 1-2, 15-39.

Chardon, D., Peucat, J.J., Jayananda, M., Choukroune, P., Fanning, C.M., 2002. Archean granite-greenstone tectonics at Kolar (South India): Interplay of diapirism and bulk inhomogeneous contraction during juvenile magmatic accretion. *Tectonics*. 21, 3, 10.1029/2001TC901032.

Chen, W.P., Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 88, 4183-4214.

Chen, S.F., Riganti, A., Wyche, S., Greenfield, J.E., Nelson, D.R., 2003. Lithostratigraphy and tectonic evolution of contrasting greenstone successions in the Central Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian. Res.* 127, 249-266.

Cheng, L.Z., Mareschal, J., Jaupart, C., Rolandone, F., Gariépy, C., Radigon, M., 2002. Simultaneous inversion of gravity and heat flow data: constraints on thermal regime, rheology and evolution of the Canadian Shield crust. *J. Geodyn.* 34, 11-30.

Choukroune, P., 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt. *Tectonics*. 8, 23-39.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., & ECORS PYRENEES TEAM, 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*. 173, 411-423.

Choukroune, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P. and Ries, A. (Eds) *Early Precambrian Processes*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 95, 67-86.

Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.) *Orogeny through time*. *Geol. Soc. London. Spe. Pub.* 121, 63-98.

Clark, M.K., Royden, L., 2000. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*. 28, 703-706.

Clarke, G.L., Powell, R., 1991. Proterozoic granulite facies metamorphism in the southeastern Reynolds Range, Central Australia: geological context, P-T path and overprinting relationships. *J. Metam. Geol.* 9, 267-281.

Cloetingh, S., Burov, E.B., 1996. Thermomechanical structure of the European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates. *Geophys. J. Int.* 124, 695-723.

Clowes, R.M., Cook, F.A., Ludden, J.N., 1998. Lithoprobe leads to new perspectives on continental evolution. *GSA Today*. 8, 10, 1-7.

Coats, C.J.A., Quirke, J.R., Bell, T.T., Cranstone, D.A., Campbell, F.H.A., 1972. Geology and mineral deposits of the Flin Flon, Lynn Lake and Thompson areas, Manitoba and the Churchill Superior Front of the Western Precambrian Shield. Field excursion guidebook, 24th International Geological Congress, A31-C31.

Cobbold, P. R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E. A., Sadybakasov, E., Thomas, J. C., Tondji Biyo, J. J., De Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedim. Geol.* 86, 1-2, 77-89.

Collins, W.J., 1989. Polydiapirism of the Archean Mount Edgar batholith, Pilbara block, Western Australia. *Precambrian. Res.* 43, 41-62.

Collins, W.J., Van Kranendonk, M.J., Teyssier, C., 1998. Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *J. Struct. Geol.* 20, 1405-1424.

Collins, W.J., Van Kranendonk, M.J., 1999. Model for the development of kyanite during partial convective overturn of Archaean granite-greenstone terranes: the Pilbara Craton, Australia. *J. Metam. Geol.* 17, 145-156.

Collins, W.J., 2002. Hot orogens, tectonic switching and creation of continental crust. *Geology*. 30, 6, 535-538.

Condie, K.C., 1981. Archaean greenstone belts. Elsevier Amsterdam, p 434.

Condie, K.C., 1989. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon press, p 476.

Condie, K.C., 1994. Archaean crustal evolution. Elsevier, Amsterdam, p 528.

Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 163, 1-4, 97-108.

Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*. 322, 1-2, 153-162.

Coney, P.J., 1970. The geotectonic cycle and the new global tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 739-748.

Convert, J., 1981. Les granulites à orthopyroxènes de Laponie (Finlande et Norvège). *Pétrologie et géochimie. Thèse. Univ. Rennes I.*, p120.

Coward, M.P., Lintern, B.C., Wright, L.I., 1976. The pre-cleavage deformation of the sediments and the gneisses of the northern Limpopo belt. In: Windley, B.F. (Ed) *The early history of the earth*. John Wiley & Sons, London, 323-330.

Coward, M.P., Kidd, W.S.F., Pan, Y., Shackleton, R.M., Zhang, H., 1998. The structure of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 327, 307-336.

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes, Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am. Mem.* 153, p 490.

- Cruden, A.R.**, Nasser, M.B., Pysklywec, R., 2004. Three-dimensional strain partitioning in analogue versus numerical models of convergent orogens. *Boll. Geoph. Theorica ed Applicata*. 45, 70-73.
- Culshaw, N.G.**, Ketchum, J.W.F., Wodicka, N., Wallace, P., 1994. Deep crustal extension following thrusting in the southwestern Grenville Province, Ontario. *Can. Jour. Earth. Sci.* 31, 160-175.
- Dallmeyer, R.D.**, Gibbons, W., 1987. The age of blueschist metamorphism in Anglesey, North Wales: evidence from $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ mineral dates of the Pemynydd schists. *J. Geol. Soc. Lond.* 144, 843-850.
- Davies, G.A.**, Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology*. 7, 120-124.
- Davis, B.K.**, Maidens, E., 2003. Archaean orogen-parallel extension: evidence from the northern eastern goldfields Province, Yilgarn Craton. *Precambrian. Res.* 127, 229-248.
- Davy, P.**, 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1*, p 233.
- Davy, P.**, Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiments, I. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Instit. Univ. Upsala*. 14, 129-141.
- Davy, P.**, Choukroune, P., Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. France*. 8, 219-228.
- Davy, P.**, Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layers model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*. 188, 1-25.
- Delor, C.**, Burg, J.P., Clarke, G., 1991. Relations diapirisme-métamorphisme dans la Province du Pilbara (Australie occidentale) : implications pour les régimes thermiques et tectoniques à l'Archéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 312, 257-263.
- Dempster, T.J.**, Harrison, T.N., Brown, P.E., Hutton, D.H.W., 1991. Low-pressure granulite from the Ketilidian Mobile Belt of southern Greenland. *J. Petrol.* 32, 979-1004.
- Dewey, J.F.**, Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 75, 2625-2647.
- Dewey, J.F.**, Burke, K., 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *Jour. Geol.* 81, 683-692.
- Dewey, J.F.**, Shackleton, R.M., Chengfa, C., Yiyin, S., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 327, 379-413.
- Dewey, J.F.**, Ryan, P.D., [Andersen](#), 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. In: [Prichard, H.M. et al. \(eds.\)](#) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 76, 325-343.
- Dewey, J.F.**, Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds) *Continental transpressional and transtensional tectonics*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 135, 15-33.
- De Roever, W.P.**, 1956. Some differences between post-Paleozoic metamorphism and older regional metamorphism. *Geol. Mijnbow.* 18, 123-127.

De Sigoyer, J., Guillot, S., Dick, P., 2004. Exhumation of the ultrahigh-pressure Tso Moriri unit in eastern Ladakh (NW Himalaya): a case study. *Tectonics*. 23, doi: 10.1029/2002TC001492.

De Wit, M.J., 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *J. Struct. Geol.* 4, 117-136.

De Wit, M.J.C., Roering, R.J., Hart, R.A., Armstrong, R., de Ronde, C.E.J., Green, R.W.E., Tredoux, M., Peberdy, E., Hart, R.A., 1992. Formation of an Archaean continent. *Nature*. 357, 553-562.

De Wit, M.J., 1998. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian. Res.* 91, 1-2, 181-226.

Dirks, P.H.G.M., Zhang, J., Passchier, C.W., 1997. Exhumation of high-pressure granulites and the role of lower crustal advection in the North China craton near Datong. *J. Struct. Geol.* 19, 1343-1358.

Dixon, J.M., Summers, J.M., 1983. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. *Can. J. Earth Sci.* 20, 1843-1861.

Drummond, B.J., Goleby, B.R., Goncharov, A.G., Wyborn, L.A.I., Collins, C.D.N., MacReady, T., 1998. Crustal-scale structures in the Proterozoic Mount Isa Inlier of north Australia: their seismic response and influence on mineralisation. *Tectonophysics*. 288, 43-56.

Drury, S.A., Harris, N.B., Holt, R.W., Reeves-Smith, G.J., Wightman, R.T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.* 92, 3-20.

Ducea, M.N., Lutkov, V., Minaev, V.T., Hacker, B., Ratschbacher, L., Luffi, P., Schwab, M., Gehrels, G.E., McWilliams, M., Vervoort, J., Metcalf, J., 2003. Building the Pamirs: The view from the underside. *Geology*. 31, 10, 849-852. doi: 10.1130/G19707.1.

Duchêne, S., Lardeaux, J.M., Albarède, F., 1997. Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*. 280, 125-140.

Edelman, N., 1960. The Gullkrona region, SW Finland. *Bull. Comm. Geol. Finl.* 187, p87.

Eklund, O., Konopelko, D., Rutanen, H., Frödjö, S., Shebanov, A., 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian Shield. *Lithos*. 45, 87-108.

Eklund, O., Shebanov, A., 2005. Prolonged postcollisional shoshonitic magmatism on the Southern Svecofennian domain - a case study of the Ava granite-lamprophyre ring complex. *Lithos*. 80, 229-247.

Elhers, C., 1976. Homogenous deformation in Precambrian supracrustal rocks of Kumlinge area, southwest Finland. *Precambrian. Res.* 3, 481-504.

Ehlers, C., Lindros, A., Jaanus-Järkkälä, M., 1986. Stratigraphy and geochemistry in the Proterozoic mafic volcanic rocks of the Nagu-Korpo area, SW Finland. *Precambrian Res.* 32, 297-315.

Elhers, C., Lindroos, A., Selonen, O., 1993. The late Svecofennian granite-migmatite zone of Southern Finland - a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Precambrian. Res.* 64, 295-309.

Elhers, C., Skiöld, T., Vaasjoki, M., 2004. Timing of Svecofennian crustal growth and collisional tectonics in Åland, SW Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 76, 63-91.

- England, P.C.**, McKenzie, D.P., 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 70, 295-321.
- England, P.C.**, Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archean. *J. Struct. Geol.* 92, 353-367.
- Ernst, W.G.**, Maruyama, S., Wallis, S., 1997. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Geology*. 94, 9532-9537.
- Ernst, W.G.**, 2001. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices – implications for arcs and continental growth. *Phys. Earth. Planet. Int.* 127, 253-275.
- Eskola, P.**, 1952. On the granulites of Lapland. *Am. Jour. Sc.* 355, 133-171.
- Etheridge, M.A.**, Rutland, R.W.R., Wyborn, L.A.I., 1987. Orogenesis and tectonic process in the Early to Middle Proterozoic of northern Australia. *Am. Geophys. Un. Geodyn. Ser.* 142, 131-147.
- Evans, B.**, Kohlstedt, D.L., 1995. Rheology of rocks. In: Ahrens, T.J. (Ed). *Rock physics and phases relations, a handbook of physical constant*. AGU. 148-165.
- Fielding, E.**, Isacks, B., Barazangi, M., Duncan, C., 1994. How flat is Tibet? *Geology*. 22, 2, 163-167.
- Fielding, E.**, 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*. 260, 1-3, 55-84.
- Fort, X.**, Brun, J.P., Chauvel, F., 2005. Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. *AAPG Bull.* 88, 11, 1523-1544.
- Fournier, M.**, Jolivet, L., Davy, P., Thomas, J.C., 2004. Backarc extension and collision: an experimental approach to the tectonics of Asia. *Geophys. J. Int.* 157, 2, 871-889.
- Fossen, H.**, Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds) *Continental transpressional and transtensional tectonics*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 135, 15-33.
- Foster, D.A.**, Schafer, C., Fanning, C.M., Hyndman, D.W., 2001. Relationships between crustal partial melting, plutonism, orogeny, and exhumation: Idaho-Bitterroot batholith. *Tectonophysics*. 342, 313-350.
- Fuerten, F.**, Robin, P.Y., 1989. Structural petrology along a transect across the Thompson Nickel Belt, Manitoba: dip slip at the western Churchill-Superior boundary. *Can. J. Earth Sci.* 26, 1976-1989.
- Fyfe, W.S.**, 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A273, 457-461.
- Fyfe, W.S.**, 1978. The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. *Chem. Geol.* 23, 89-114.
- Gaal, G.**, Mikkola, A., Söderholm, B., 1978. Evolution of the Archaean crust in Finland. *Precambrian. Res.* 6, 199-215.
- Gaal, G.**, 1982. Proterozoic tectonic evolution of the late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. *Geol. Rundschau*. 71, 158-170.

- Gaal, G.**, Gorbatshev, R., 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian. Res.* 35, 15-52.
- Gaal, G.**, Berthelsen, A., Gorbatshev, R., Kesola, R., Lehtonen, M.I., Marker, M., Raase, P., 1989. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield. *Tectonophysics.* 162, 1-25.
- Gapais, D.**, Pecher, A., Gilbert, E., Ballèvre, M., 1992. Synconvergence spreading of the Higher Himalaya Crystalline in Ladakh. *Tectonics.* 11, 5, 1045-1056.
- Gapais, D.**, Lagarde, J.L., Le Corre, C., Audren, C., Jégouzo, P., Casas Sainz, A., Van den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci. Paris.* 316, 1123-1129.
- Gapais, D.**, Potrel, A., Machado, N., Hallot, E., 2005. Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt (Manitoba, Canada). *Tectonics.* 24, 1-16.
- Gautier, P.**, Brun, J.P., 1994a. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics.* 238, 399-424.
- Gautier, P.**, Brun, J.P., 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Geodinamica Acta.* 7, 2, 57-85.
- Gibson, R.L.**, Jones, M.Q.W., 2002. Late Archaean to Paleoproterozoic geotherms in the Kaapval Craton, South Africa: constraints on the thermal evolution of the Witwatersrand Basin. *Bas. Res.* 14, 169-181.
- Goffé, B.**, Bousquet, R., Henry, P., Le Pichon, X., 2003. Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges. *J. Metam. Geol.* 21, 123-141.
- Goffé, B.**, Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Bousquet, R., 2004. Explanatory notes to the map : Metamorphic structure of the Alps (western and Ligurian Alps). *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 149, 125-144.
- Goleby, B.R.**, Drummond, B.J., MacCready, T., 1996. The Mount Isa geodynamic transect – the deep seismic reflection profile south of Mount Isa and Cloncurry: Australian Geological Survey organisation, Research Newsletter. 24, 6-8.
- Goodwin, A.M.**, Smith, I.E.M., 1980. Chemical discontinuities in Archean volcanic terrains and the development of Archean crust. *Precambrian. Res.* 10, 301-311.
- Goodwin, A.M.**, 1981. Archean plates and greenstone belts. In Kröner, A., (Ed) *Precambrian plate tectonics*, Elsevier Amsterdam, 105-135.
- Gorman, B.E.**, Pearce, T.H., Birkette, T.C., 1978. On the structure of Archaean greenstone belts. *Precambrian. Res.* 6, 23-41.
- Goscombe, B.**, 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta block, Central Australia. *J. Struct. Geol.*, 13, 299-318.
- Green, J.C.**, Nicholls, I.A., Viljoen, M.J., Viljoen, R.P., 1974. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archaean magmatism. *Geology.* 3, 11-14.

- Griffin, W.L.**, Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian. Res.* 131, 231-282.
- Hacker, B.R.**, Ratschbacher, L., Webb, L., Shuwen, D., 1995. What brought them up? Exhumation of the Dabie Shan ultrahigh-pressure rocks. *Geology*. 23, 743-746.
- Hacker, B.R.**, Gnos, E., Ratschbacher, L., Grove, M., McWilliams, M., Sobolev, S.V., Jiang, W., Wu, Z., 2000. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet. *Science* 287, 2463-2466.
- Haines, S.S.**, Klemperer, S.L., Brown, L., Guo, J., Mechie, J., Meissner, R., Ross, A., Wenjin, Z., 2003. INDEPTH III seismic data: From surface observations to deep crustal processes in Tibet. *Tectonics* 22, 1001, doi : 10.1029/2001TC001305, 2003.
- Hamilton, W.B.**, 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian. Res.* 91, 1-2, 143-179.
- Hamilton, W.B.**, 2003. An alternative Earth. *GSA Today*. 13, 4-12.
- Handy, M.R.**, Brun, J.P., 2004. Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 223, 427-441.
- Hanmer, S.K.**, Green, D.C., 2002. A modern structural regime in the Paleoproterozoic (3.64 Ga); Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Tectonophysics*. 346, 201-222.
- Hargraves, R.B.**, 1976. Precambrian geologic history. *Science*. 193, 363-371.
- Harley, S.L.**, 1992. Proterozoic granulite terranes. In: *Condie, K.C., (Ed) Proterozoic crustal evolution*. Elsevier Amsterdam, 301-359.
- Harrison, T.M.**, Grove, M., Lovera, O.M., Catlos, E., 1998. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *J. Geophys. Res.* 103, 27017-27032.
- Hauck, M.L.**, Nelson, K.D., Brown, L.D., Zhao, W., Ross, A.R., 1988. Crustal structure of the Himalayan orogen at ~ 90° east longitude from project INDEPTH deep reflection profiles. *Tectonics*. 17, 481-500.
- Hefferan, K.P.**, Admou, H., Hilal, R., Karson, J.A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M., Samson, S.D., Kornprobst, J.M., 2002. Proterozoic blueschist-bearing mélange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian. Res.* 118, 179-194.
- Herren, E.**, 1987. Zaskar shear zone: Northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*. 15, 5, 409-413.
- Hickman, A. H.**, 2004. Two contrasting granite–greenstone terranes in the Pilbara Craton, Australia: evidence for vertical and horizontal tectonic regimes prior to 2900 Ma. *Precambrian. Res.* 131, 3-4, 153-172.
- Hietanen, A.**, 1947. Archean geology of the Turku district in southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 58, 1019-1084.
- Hippertt, J.**, Davis, B., 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilatero Ferrifero, southeastern Brazil). *Precambrian. Res.* 102, 99-121.

- Hoffman, P.F.**, 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. In Bally, A.B., Palmer, A.R. (Eds) The geology of North America, an overview. Geol. Soc. Am., Boulder, 447-512.
- Holdaway, M. J.**, 1971. Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. Am. J. Sci. 271, 97-131.
- Hölttä, P.**, 1986. Observations of the metamorphic reactions and PT conditions in the Turku granulite area. Geol. Surv. Finl. Bull. 339, 43-58.
- Holzer, L.**, Barton, J.M., Paya, B.K., Kramers, J.D., 1999. Tectonothermal history of the western part of the Limpopo Belt: tectonic models and new perspectives. J. Afr. Earth. Sci. 28, 383-402.
- Hopgood, A.M.**, Bowes, D.R., Kouvo, O., Halliday, A.N., 1983. U-Pb and Rb-Sr isotopic study of polyphase deformed migmatites in the Svecokareliides, southern Finland. In: Atherton, M.P., Gibble, C.D. (Eds) Migmatites, melting and metamorphism. Shiva Publ. Ltd, Nantwich, 80-92.
- Hopgood, A.M.**, 1984. Structural evolution of Svecokarelian migmatites, southern Finland: a study of Proterozoic crustal development. Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sciences 74, 229-264.
- Hörmann, P.K.**, Raith, M., Raase, P., Ackermann, D., Seifert, F., 1980. The granulite complex of Finnish Lapland: Petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki-Inarijärvi area. Bull. Geol. Surv. Finland. 308, 1-100.
- Houseman, G.A.**, Molnar, P., 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. Geophys. J. Int. 128, 125-150.
- Hubbard, F.**, Branigan, N., 1987. Late Svecofennian magmatism and tectonism, Åland, Southwest Finland. Precambrian. Res. 35, 241-256.
- Hubbert, M.K.**, Willis, D.G., 1957. Mechanics of hydraulic fracturing. In: Hubbert, M.K. (Eds) Structural Geology. New York, Hafner Publishing Co. 175-190.
- Hubbert, M.K.**, Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of fluid-filled porous solids and application to overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull. 70, 115-166.
- Hudleston, P.J.**, Schultz-Ela, D., Southwick, D.L., 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. Can. J. Earth. Sci. 25, 1060-1068.
- Huhma, H.**, 1986. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence of the origin of the early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. Geol. Surv. Finl., Bull. 337, p48.
- Huhma, H.**, Claesson, S., Kinny, P.D., Williams, I.S., 1991. The growth of early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons. Terra Nova 3, 175-179.
- Hyndman, R.D.**, Currie, C.A., Mazzotti, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. GSA Today. 15, 2, 4-10.
- Isacks, B.**, Oliver, J., Sykes, L.R., 1968. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res. 73, 5855-2647.
- Jackson, M.P.A.**, Talbot, C.J., 1994. Advances in salt tectonics. In: Hancock, P. (Ed.), Continental deformation, Pergamon Press, Oxford, 159-179.

- Jackson, J.A.**, 2002. Strength of the lithosphere, time to abandon the Jelly sandwich? *GSA Today*. 11, 9, 4-10.
- Johannes, W.**, Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, p335.
- Johannes, W.**, Elhers, C., Kriegsman, L.M., Mengel, K., 2003. The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, Southern Finland. *Lithos*. 68, 69-90.
- Jolivet, L.**, Davy, P., Cobbold, P.R., 1990. Right-lateral shear along the north-west Pacific margin and the India-Eurasia collision. *Tectonics*. 9, 1409-1419.
- Jolivet, L.**, Faccena, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the mediterranean orogens. *Am. J. Sci.* 303, 353-409.
- Jones, K.A.**, Brown, M., 1990. High-temperature “clockwise” P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *J. Metam. Geol.* 8, 551-578.
- Kapp, P.**, Yin, A., Harrison, T.M., Ding, L., 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 865-878.
- Kay, R.W.**, Kay, S.M., 1986. Petrology and geochemistry of the lower continental crust: an overview. In: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H. (Eds) *The nature of the lower continental crust*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 27, 147-159.
- Kesola, R.**, 1988. geology of the Pulmanki-Näätäjä area, northern Finnish Lapland. In: Hartillo, E. (Ed) *Archaean geology of the Fennoscandia Shield*. *Geol. Surv. Finl. Spe. Pap.* 4, 215-219.
- Kidd, W.S.F.**, Yusheng, P., Chengfa, C., Coward, M.P., Dewey, J.F., Gansser, A., Molnar, P., Shackleton, R.M., F.R.S., Yiyin, S., 1988. Geological mapping of the 1985 Chinese- British Tibetan (Xizang-Qinghai) Plateau Geotraverse route. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 327, 287-305.
- Kirby, S.H.**, 1983. Rheology of the lithosphere. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 21, 6, 1458-1487.
- Kirby, S.H.**, 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear-zones. *Tectonophysics*. 119, 1-27.
- Klatt, E.**, 1980. Seriengliederung, Mineralfazies und Zusammensetzung des Flüssigkeiteinschlüsse in der präkambrischen Gesteinsreihen Nordlapplande. *Doktor. Dissert., Universität Kiel*, p 125.
- Kloppenborg, A.**, White, S.H., Zegers, T.E., 2001. Structural evolution of the Warrawoona Greenstone Belt and adjoining granitoid complexes, Pilbara Craton, Australia: implications for Archaean tectonic processes. *Precambrian. Res.* 112, 1-2, 107-147.
- Kohlstedt, D.L.**, Evans, B., Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 100, 17587-17602.
- Kohonen, J.**, 1995. From continental rifting to collisional shortening – Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Höytiäinen area in North Karelia, Finland. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 380, p79.
- Koistinen, T.J.**, 1981. Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences*. 72, 115-158.

Kontinen, A., 1987. An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian. Res.* 35, 313-341.

Kontinen, A., 1992. Southern part of the Kainuu Schist Belt - A brief introduction to the general geological setting and excursion stops. In: Laajoki, K., Tuisku, P., (Eds). *Excursion guide to Kainuu and Kuhmo: Res. Terrae, Ser. A.*, 7, 34-46.

Korja, A., Heikkinen, P.J., 1995. Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: Results from the Baltic and Bothnian Echoes from the Lithosphere experiment. *Tectonics*. 14, 504-517.

Korja, A., Heikkinen, P.J., 2005. The accretionary Svecofennian orogen - insights from the BABEL profiles. *Precambrian. Res.* 136, 241-268.

Korsman, K., Hölttä, P., Hautala, T., Wasenius, P., 1984. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 328, 5-40.

Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H., Pekkala, Y. (Eds), 1997. *Bedrock map of Finland 1:1000000: Geological Survey of Finland, Espoo, Finland.*

Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P., and G.S.W. Group, the GGT/SVEKA Transect, 1999. Structure and evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. *Int. Geol. Review.* 41, 287-333.

Kousa, J., Martilla, E., Vaasjoki, M., 1994. Petrology, geochemistry, and dating of Paleoproterozoic metavolcanic rocks in the Pyhäjärvi area, central Finland. In: Nironen, M., Kähkönen, Y., (Eds) *Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland: IGCP Project 179, Stratigraphic methods as applied to the Proterozoic record and IGCP 217, Proterozoic geochemistry.* *Geol. Surv. Finl. Spe. Pap.* 19, 7-27.

Kranck, E.H., 1936. Zur tektonik der Lappländischen Granulite. *Bull. Com. Geol. Finlande.* 115, 373-386.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics.* 188, 203-207.

Kriegsman, L.M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back-reaction in anatectic migmatites. *Lithos.* 56, 75-96.

Krill, A.G., 1985. Svecofennian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield. *Nor. Geol. Unders. Bull.* 403, 89-101.

Krill, A.G., Bergh, S., Lindahl, I., Mearns, E.W., Often, M., Olerud, S., Olesen, O., Sandstad, J.S., Siedlecka, A., Solli, A., 1985. Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic dates from Precambrian rocks of Finmark. *Nor. Geol. Unders.* 403, 37-54.

Krlova, M.D., Felix, M., Fiala, I., 1982. Granate und Orthopyroxene in einem Hochdruck-Granulit-komplex im SW-teil der Halbinsel Kola. *Chem. Erde.* 41, 273-291.

Krogh, T.E., 1994. Precise U-Pb ages for Grenville and Pre-Grenville thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages on the Grenville front tectonic zone, Canada. *Tectonics* 13, 963-982.

- Kröner, A.**, Puustinen, K., Hickman, M., 1981. Geochronology and geochemistry of an Archaean gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiite greenstone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 33-41.
- Kröner, A.**, 1981. Precambrian plate tectonics. In: Kröner, A., (Ed) *Precambrian plate tectonics*. Elsevier Amsterdam, 56-90.
- Kröner, A.**, 1985. Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the Late Proterozoic Arabian-Nubian shield of northeast Africa and Arabia. *Precambrian. Res.* 27, 277-300.
- Laajoki, K.**, 1991. Stratigraphy of the northern end of the early Proterozoic (Karelian) Kainuu Schist Belt and associated gneiss complexes, Finland. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 358, 64-79.
- Lahtinen, J.**, 1972. Lapin granulitiimuodostuman ja Taka-Lapin graniittigneissikompleksin geologiasta. Msc Thesis, Univ. Oulu, p 143 (unpubl).
- Lahtinen, R.**, 1994. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93-1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 378, p128.
- Lamb, S.**, Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and Northern Chile. In: Burg, J.P., Ford, M., (Eds) *Orogeny through time*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 121, 237-264.
- Lambert, R.S.J.**, 1976. Archaean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In Windley, B.F., (Ed) *The early history of the Earth*, John Wiley & Sons, London, 363-373.
- Le Breton, N.**, Thompson, A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226-237.
- Ledru, P.**, Eko N'dong, J., Johan, V., Prian, J.P., Coste, B., Haccard, D., 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt: Collision tectonics in the Lower Proterozoic? *Precambrian. Res.* 44, 227-241.
- Ledru, P.**, Johan, V., Milési, J.P., Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian. Res.* 69, 1-4, 169-191.
- Lehtonen, M.**, Manninen, T., Rastas, P., Väänänen, J., Roos, S.I., Pelkonen, R., 1985. English summary and discussion: Explanation to the geological map of Central Lapland. *Geol. Surv. Finl. Rep. Invest.* 71, 1-35.
- Le Pichon, X.**, 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.* 73, 1999-2014.
- Lindberg, B.**, Eklund, O., 1988. Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Åland, southwest Finland. *Lithos.* 22, 13-23.
- Lindroos, A.**, Romer, R.L., Elhers, C., Alviola, R., 1996. Late-orogenic Svecofennian deformation in SW Finland constrained by pegmatite emplacement ages. *Terra Nova.* 8, 567-574.
- Liou, J.G.**, Maruyama, S., Wang, X., Graham, S., Xiao, S., Feng, Y., Liang, Y., Zho, M., Tang, Y., 1988. Geological evidence for a major Proterozoic coherent blueschist terrane, in Asku, Xinjiang, China. *Eos: Tans. Am. Geophys. Union.* 69, 1513.

- Liou, J.G.**, Graham, S.A., Maruyama, S. 1989. Proterozoic blueschist belt in western China: Best documented Precambrian blueschists in the world. *Geology*. 17, 1127-1131.
- Lister, G.S.**, Banga, G., Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*. 12, 221-225.
- Lonka, H.**, Schulmann, K., Zdenek, V., 1998. Ductile deformation of tonalite Suomusjärvi shear zone, south-western Finland. *J. Struc. Geol.* 20, 783-798.
- Lucas, S.B.**, White, D., Hajnal, Z., Lewry, J., Green, A., Clowes, R., Zwanzig, H., Ashton, K., Schledewitz, D., Stauffer, M., Norman, A., Williams, P.F., Spence, G., 1994. Three-dimensional collisional structure of the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Tectonophysics*. 232, 161-178.
- Luosto, U.**, Flueh, E.R., Lund, C.E. and Working Group., 1989. The crustal structure along the POLAR profile from seismic refraction investigations. *Tectonophysics*. 162, 51-85.
- MacReady, T.**, Goleby, B.R., Goncharov, A., Drummond, B.J., Lister, G.S., 1998. A framework of overprinting orogens based on interpretation of the Mount Isa deep seismic transect. *Econ. Geol.* 93, 1422-1434.
- Maggi, A.**, Jackson, J.A., Mc Kenzie, D., Priestley, K., 2000a. Earthquake focal depths, effective elastic thickness and the strength of the continental lithosphere. *Geology*. 28, 495-498.
- Maggi, A.**, Jackson, J.A., Priestley, K., Backer, C., 2000b. A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys. J. Int.* 143, 629-661.
- Malavieille, J.**, 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagne. *Bull. Geol. Soc. France*. XXVI (1), 129-138.
- Malavieille, J.**, Guillot, S., Costa, S., Lardeaux, J.M., Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Varican crust in the French Massif Central: Mount Pilat extensional shear zone and St Etienne late Carboniferous basin. *Tectonophysics*. 177, 139-149.
- Marker, M.**, 1985. Early Proterozoic (ca. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis. *Nor. Geol. Unders. Bull.* 403, 55-74.
- Marshak, S.**, 1999. Deformation style way back when: thoughts on the contrasts between Archean/Paleoproterozoic and contemporary orogens. *J. Struct. Geol.* 21, 1175-1182.
- Martelat, J.E.**, Lardeaux, J.M., Nicollet, C., Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and the late Precambrian history in southern Madagascar. *Precambrian. Res.* 102, 1-20.
- Martin, H.**, 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: *Condie, K.C. (Ed) Archean crustal evolution*. Elsevier Amsterdam, 205-259.
- Martinod, J.**, 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage), en compression et en extension. *Mem. Docum. Centre. Arm. Et. Struct. Socles, Université de Rennes 1*, p 283.
- Maruyama, S.**, Liou, J.G., Terabayashi, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Int. Geol. Rev.* 38, 486-596.
- Maruyama, S.**, Liou, J.G., 1998. Initiation of ultrahigh pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *The Island Arc*. 7, 6-35.

McCall, G.J.H., 2003. A critique of the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precambrian. Res.* 127, 5-17.

McClelland, W.C., Oldow, J.S., 2004. Displacement transfer between thick- and thin-skinned décollement systems in central North American Cordillera. In: Grocott, J., McCaffrey, K. J. W., Taylor, G., Tikoff, B. (Eds) *Vertical coupling and decoupling in the lithosphere*. Geol. Soc. Lond. Spe. Pub. 227, 177-195.

Mc Gregor, A.M., 1951. Some milestones in the Precambrian of southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. South. Afr.* 54, 27-71.

Mc Kenzie, D.P., Parker, R.L., 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*. 216, 1276-1280.

Mc Kenzie, D.P., Jackson, J., Priestley, K., 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 233, 3-4, 337-349.

McLaren, S., Sandiford, M., Powell, R., 2005. Contrasting styles of Proterozoic crustal evolution: A hot-plate tectonic model for Australian terranes. *Geology*. 33, 8, 673-676.

Mechie, J., Sobolev, S.V., Ratschbacher, L., Babeyko, A.Y., Bock, G., Jones, A.G., Nelson, K.D., Solon, K.D., Brown, L.D., Zhao, W., 2004. Precise temperature estimation in the Tibetan crust from seismic detection of the α - β quartz transition. *Geology*. 32, 601-604.

Mercier, L., Lardeaux, J.M., Davy, P., 1991. On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites from the French Massif Central. *Tectonics*. 10, 131-140.

Meriläinen, K., 1976. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. *Bull. Geol. Surv. Finland*. 281, 1-129.

Merle, O., Guillet, B., 1989, The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach. *Tectonophysics*. 165, 41-56.

Mikkola, E., Sahama, T.G., 1936. The region of the southwest of the “granulite series” in Lapland and its ultrabasics. *Bull. Comm. Geol. Finl.* 115, 357-371.

Mikkola, E., 1941. The general geological map of Finland. Sheets B7, C7, D7, Muonio, Sodankylä, Tuntisajoki. Explanation to the map of rocks. Suomen geol. Toimikunta, Helsinki, p 286.

Miyashiro, A., Aki, K., Sengör, A.M.C., 1982. *Orogeny*. John Wiley & Sons, London, p ?

Mohammed, L., 1972. Inclusions fluides dans les granulites de Valjok. *Mém. DEA, Univ. Nancy I*, unpubl.

Molnar, P., Chen, W.P., 1982. Seismicity and mountain building. In: Hsü, K.G. (Ed) *Mountain building processes*. Academic Press, London, 41-57.

Monnier, O., Ménot, R.P., Peucat, J.J., Fanning, M., Giret, A., 1996. Actualisation des données géologiques sue Terre Adélie (Antarctique est): mise en évidence d'un collage tectonique au Protérozoïque, *C. R. Acad. Sci. Paris. série D*, 322, 55-62.

Moraes, R., Brown, M., Fuck, R.A., Camargo, M.A., Lima, T.M., 2002. Characterization and P-T evolution of melt-bearing ultra-high temperature granulites: an example from the Anapolis – Itauçu of the Brazilia fold Belt, Brazil. *J. Petrol.* 43, 1673-1705.

Moreau, B., 1981. Evolution du massif anorthositique de Vaskojoki, Finlande du Nord. *Ann. Soc. Géol. Belgique*. 104, 261-267.

Mouri, H., Väisänen, M., Huhma, H., Korsman, K., 2005. Sm-Nd garnet and U-Pb monazite dating of high-grade metamorphism and crustal melting in the West Uusimaa area, southern Finland. *GFF*. 127, 123-128.

Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T.M., Dürr, S.B., Chen, Z., Ryerson, F.J., Kidd, W.S.F., Wang, X., Zhou, X., 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*. 25, 719-722.

Myers, J.S., 1976. Granitoid sheets, thrusting, and Archaean crustal thickening in West Greenland. *Geology*. 5, 265-268.

Myers, J.S., Watkins, K.P., 1985. Origin of granite-greenstone patterns, Yilgarn block, Western Australia. *Geology*. 12, 778-780.

Myers, J.S., Kröner, A., 1994. Archean tectonics. In: Hancock, P.L. (Ed) *Continental deformations*. Pergamon Press, Oxford, 355-369.

Nakajima, T., Maruyama, S., Uchiumi, S., 1990. Evidence for late Proterozoic subduction from 700-Myr-old blueschists in China. *Nature*. 346, 263-265.

Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., Klemperer, S.L., Makovsky, Y., Meissner, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Leshou, C., Tan, H., Wei, W., Jones, A.G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W.S.F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Wu, C., Sandvol, E., Edwards, M., 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*. 274, 5293, 1684-1688.

Newton, R.C., Perkins, D., 1982. Thermodynamics calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz. *Am. Min.* 67, 203-222.

Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Nicolich, R. et Group E.C.W., 1990. ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis. *Mem. Soc. Geol. France*. 156, 15-27.

Nironen, M., 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian. Res.* 86, 21-44.

Nironen, M., 1999. Structural and magmatic evolution in the Loimaa area, southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 71, 57-71.

Nisbet, E.G., 1987. *The young Earth: an introduction to the Archaean geology*. Allen & Unwin, London, p 402.

Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Ardnt, N.T., Bickle, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos*. 30, 291-307.

Park, A.F., 1985. Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokareliides of the Baltic Shield. *Geology*. 13, 725-729.

Patchett, P.J., Kouvo, O., 1986. Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of South Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 1-12.

Pattison, D.R.M., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: Constraints from the Ballachulish thermal aureole, Scotland. *J. Geol.* 100, 423-446.

- Pattison, D.R.M.**, Spear, F.S., Cheney, J.T., 2002. Thermodynamic modelling of the reaction muscovite+cordierite = Al_2SiO_5 +biotite+quartz+ H_2O : constraints from natural assemblages and implications for the metapelitic petrogenetic grid. *J. Metam. Geol.* 20, 99-118.
- Pelletier, A.**, 2001. Etude structurale et métamorphique du socle de Terre Adélie – Georges V Land (Est Antarctique) : un exemple de la transition Archéen/Paléoproterozoïque. Thèse Univ. Jean Monnet, Saint Etienne, France, p 195.
- Pelletier, A.**, Gapais, D., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 2002. Tectonique transpressive en Terre Adélie (est Antarctique), *C. R. Geosciences*. 334, 505-511.
- Perchuk, L.L.**, Gerya, T.V., Van Reenen, D.D., Krotov, A.V., Safonov, O.G., Smit, C.A., Shur, M. Y., 2000a. Comparative petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high-grade terrains. *Mineral. Petrol.* 69, 69-107.
- Perchuk, L.L.**, Gerya, T.V., Van Reenen, D.D., Smit, C.A., Krotov, A.V., 2000b. P-T paths and tectonic evolution of shear zones separating high-grade terrains from cratons: examples from Kola Peninsula (Russia) and Limpopo Region (South Africa). *Mineral. Petrol.* 69, 109-142.
- Percival, J.A.**, 1994. Archaean high-grade metamorphism. In: Condie, K.C. (Ed) *Archaean crustal evolution*. Elsevier Amsterdam, 357-410.
- Pfiffner, A.**, Ellis, S., Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps from geodynamic modelling. *Tectonics*. 19, 1065-1094.
- Platt, J.P.**, 1993. Exhumation of high pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*. 5, 119-133.
- Platt, J.P.**, Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 171, 591-605.
- Platt, J.P.**, Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J., Lonergan, L., 2003. Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. *J. Geol. Soc. Lond.* 160, 655-676.
- Pons, J.**, Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of the 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimien of southwestern Niger. *Precambrian. Res.* 70, 281-305.
- Raith, M.**, Raase, P., Hörmann, P.K., 1982. The Precambrian of Finnish Lapland: Evolution and regime of metamorphism. *Geol. Rundschau*. 71, 230-244.
- Raith, M.**, Raase, P., 1986. High grade metamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland. In: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J., Wedepohl, K.H., (Eds), *The nature of the lower continental crust*. *Geol. Soc. London. Spe. Publ.* 24, 283-295.
- Rämö, O.T.**, Vaasjoki, M., Mänttari, I., Elliott, B.A., Nironen, M., 2001. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex; I: radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. *J. Petrol.* 42, 1971-1993.
- Ranalli, G.**, Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*. 132, 281-295.

- Ranalli, G.**, 1995. Rheology of the earth. (Eds). London, Chapman et Hall., p 366.
- Ranalli, G.**, 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds) Orogeny through time. Geol. Soc. Lond. Spe. Pub. 121, 19-37.
- Ranalli, G.**, 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. Jour. Geodyn. 30, 3-15.
- Ratschbarer, L.**, Merle, O., Davy, P., Cobbold, P., 1991. Lateral extrusion in the eastern Alps, Part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics. 10, 2, 245-256.
- Reinikainen, J.**, 2001. Petrogenesis of Paleoproterozoic marbles in the Svecofennian Domain, Finland. Geol. Surv. Finl. Report. Investigation. 154, p84.
- Rey, P.F.**, Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. Tectonophysics. 342, 3-4, 435-449.
- Rey, P.F.**, Houseman, G., Poudjom Djomani, Y.H., 2001. The impact of body forces on Archaean continental lithosphere. 4IAS conference (Perth, WA), AGSO Geoscience Australia Record 37, 84-86.
- Rey, P.F.**, Houseman, G., 2002. Crustal scale strike slip faulting in the Archaean : the result of buoyant subcontinental mantle. 16th Australian Geological Convention (Adelaide, SA), Geol. Soc. Am. Abstract. 67, 50.
- Rey, P.F.**, Philippot, P., Thébaud, N., 2003. Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75–2.65 Ga global crisis, Precambrian. Res. 127, 43-60.
- Rey, P.F.**, Houseman, G., sous presse. Lithospheric scale gravitational flow: the impact of body forces on orogenic processes from Archaean to Phanerozoic. In: Buiter, S., Schreurs, G. (eds) Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes. Geol. Soc. Lond. Spe. Pub., in press.
- Reymer, A.P.S.**, Schubert, G., 1984. Phanerozoic and Precambrian crustal growth. In: Kröner, A. (Ed) Proterozoic crustal evolution. Elsevier Amsterdam, 1-10.
- Richter, F.M.**, 1985. Models for the Archean thermal regime. Earth. Planet. Sci. Lett. 73, 350-360.
- Richter, F.M.**, 1988. A major change in the thermal state of the Earth at the Archean-Proterozoic boundary: consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. J. Petrol. (Lithosphere special issue), 39-52.
- Rosenberg, C.L.**, Brun, J.P., Gapais, D., 2004. An indentation model of the eastern Alps and the origin of the Tauern Window. Geology. 32, 997-1000.
- Roure, F.**, Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Séguret, M., Camara, P., Déramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross- sections ; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics. 8, 41-50.
- Roure, F.**, Polino, R., Nicolich, R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. Mem. Soc. Geol. France. 156, 309-322.
- Royden, L.H.**, Burchfiel B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z.L., Shen, F., Liu, Y.P., 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science. 276, 5313, 788- 790.
- Rubatto, D.**, Hermann, J., 2001, Exhumation as fast as subduction?: Geology. 29, 3-6.

- Rudnick, R.L.**, McDonough, W.P., O'Connell, R.J., 1998. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chem. Geol.* 145, 395-411.
- Sahama, T.G.**, 1936. Aksessorische elemente in den granuliten von finnisch Lappland. *Bull. Com. Geol. Finl.* 115, 267-274.
- Sandiford, M.**, 1989. Horizontal structures in granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse? *Geology*. 17, 449-452.
- Sandiford, M.**, McLaren, S., 2002. Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 204, 1-2, 133-150.
- Sawyer, E.W.**, Benn, K., 1993. Structure of the high-grade Opatika belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince and Archaean mountain front. *J. Struct. Geol.* 15, 1443-1458.
- Sawyer, E.W.**, Barnes, S.J., 1994. Thrusting, magmatic intraplate and metamorphic core complex development in the Archaean Bellefleur-Angliers greenstone belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Can. Jour. Earth. Sci.* 68, 183-200.
- Schmid, S.M.**, Kissling, E., 2000. The arc of the Western Alps in the light of new data on deep crustal structure. *Tectonics*. 19, 62-85.
- Schmid, S.M.**, Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 97, 93-117.
- Schmitz, M.**, 1994. A balanced model for the Central Andes. *Tectonics*. 12, 3, 484-492.
- Schreurs, J.**, 1985. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos*. 18, 69-80.
- Schreurs, J.**, Westra, L. 1985. Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite facies equivalents of the Orijärvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos*. 18, 215-228.
- Schreurs, J.**, Westra, L., 1986. The thermotectonic evolution of a Proterozoic, low pressure, granulite dome, West Uusimaa, SW Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 236-250.
- Schueller, S.**, 2004. Localisation de la déformation et fracturation associée. Etude expérimentale et numérique sur des analogues de la lithosphère continentale. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1*, p 297.
- Schwartz, G.**, Krüger, D., 1997. Resistivity cross section through the Southern Central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings. *J. Geophys. Res.* 102, B6, 11957-11978.
- Schwerdtner, W.M.**, Stone, D., Osadetz, K., Morgan, J., Scott, G.M., 1979. Granitoid complexes and the Archaean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Can. Jour. Earth. Sci.* 16, 1965-1977.
- Schwerdtner, W.M.**, Lumbers, S.B., 1980. Major diapiric structures in the Superior and Greenville provinces of the Canadian Shield. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 20, 149-180.
- Sederholm, J.J.**, 1934. On migmatites and associated Precambrian rocks of southwestern Finland. Part III, The Åland Islands. *Bull. Comm. Geol. Finl.* 107, p 68.

- Selonen, O.**, Elhers, C., 1996. The Orivesi granite batholith, southern central Finland - Characteristics and emplacement. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 68, 11-24.
- Sibson, R.H.**, 1982. Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 151-163.
- Sibson, R.H.**, 1984. Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors. *J. Geophys. Res.* 89, 5791-5799.
- Silvennoinen, A.**, 1985. On the proterozoic stratigraphy of northern Finland. *Bull. Geol. Surv. Finland.* 331, 161-188.
- Simonen, A.**, 1980. The Precambrian in Finland. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 304, p58.
- Sleep, N.H.**, Windley, B.F., 1992. Archean plate tectonics; constraints and inferences. *Jour. Geol.* 90, 363-379.
- Smith, J.V.**, 1981. The first 800 million years of Earth history. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A301, 401-422.
- Snowden, P.A.**, 1984. Non-diapiric batholiths in the north of the Zimbabwe shield. In: Kröner, A., Greiling, R., (Eds) *Precambrian tectonics illustrated*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 135-145.
- Sokoutis, D.**, Brun, J.P., Van den Driessche, J., Pavlides, S., 1993. A major Oligo-miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geol. Soc. Lond.* 150, 243-246.
- Sokoutis, D.**, Burg, J.P., Bonini, M., Corti, G., Cloetingh, S., 2005. Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics.* 406, 1-15.
- Sonder, L.J.**, England, P.C., Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancocks, P.L. (Eds) *Continental extension tectonics*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 28, 187-201.
- Steck, A.**, 2003. Geology of the NW Indian Himalaya. *Eclog. Geol. Helvet.* 96, 147-196.
- Stein, M.**, Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature.* 372, 63-68.
- Stern, R.J.**, 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology.* 33, 7, 557-560.
- Suominen, V.**, 1991. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabbases. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 356, p100.
- Suzanne, P.**, 1991. Extrusion latérale de l'Anatolie : géométrie et mécanismes de la fracturation. *Géosciences Rennes, Univ. Rennes 1*, p 262.
- Tarney, J.**, Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc. Lond.* 151, 855-868.
- Taylor, S.R.**, Mc Lennan, S.M., 1985. Continental crust: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Oxford, p 392.

Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241-265.

Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.* 282, 1567-1595.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., Harmon, R.S., 1980. Andean andesites and crustal growth. *Revista Geologica de Chile*. 10, 55-73.

Tinkham, D.K., Marshak, S., 2004. Precambrian dome-and-keel structure in the Penokean orogenic of northern Michigan, U.S.A. In: Whitney, D.L., Teyssier, C., [Siddoway](#), (Eds) *Gneiss Domes in Orogeny*. *Geol. Soc. Am. Spe. Pap.*, 321-338.

Tirel, C., Brun, J.P., Burov, E., in press. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. *J. Geophys. Res.*

Touret, J.L.R., Hartel, T.H.D., 1990. Synmetamorphic fluid inclusions in granulites. In: Vielzeuf, D., Vidal, P. (Eds) *Granulites and crustal evolution*, Kluwer Academic, 349-417.

Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982. *Geodynamics*. John Wiley & Sons, New York, [p?](#)

Väänänen, J., 1982. Kolarin alueen kallioperän metamorfoosista. (On the metamorphism of the Kolari area). *Res. Terrae, Oulu, Ser. B*, 5, 108-122.

Vaasjoki, M., 1977. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: their age and the lead isotopic composition of certain associated mineralizations. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 294, p 64.

Vaasjoki, M., Rämö, O.T., Sakko, M., 1991. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite diabase dyke association of southeastern Finland. *Precambrian. Res.* 51, 227-243.

Vaasjoki, M., 1996. Explanation to the geochronological map of southern Finland: The development of the continental crust with special reference to the Svecofennian orogeny. *Geol. Surv. Finl. Report. Investigation*. 135, p 30.

Väisänen, M., Hölttä, P., 1999. Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, Southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 71, 177-218.

Väisänen, M., Mänttari, I., Kriegsman, L.M., Hölttä, P., 2000. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos.* 54, 63-81.

Väisänen, M., 2002. Tectonic evolution of the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Southwestern Finland. *Annales Universitatis Turkuensis. A II*, 154, p 143.

Väisänen, M., Mänttari, I., 2002. 1.90-1.88 Ga arc and back-arc basin in the Orijärvi area, SW Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 74, 185-214.

Väisänen, M., Mänttari, I., Hölttä, P., 2002. Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology. *Precambrian. Res.* 116, 111-127.

Van Duin, J.A., 1992. The Turku granulite area, SW Finland: a fluid-absent Svecofennian granulite occurrence. *Phd thesis, Amsterdam*, p 234.

Van Duin, J.A., Nieman, C.P., 1993. Pressure and temperature history of a low-pressure transitional granulite area, Turku, SW Finland. *Geol. Mijnbouw*. 71, 259-280.

Van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., 1998. Timing and tectonic significance of late Archaean sinistral strike-slip deformation in the Central Pilbara structural corridor, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian. Res.* 88, 207-232.

Van Kranendonk, M.J., Hickman, A.H., Collins, W.J., 2001. Comment on “Evidence for the multiphase deformation in the Archaean basal Warawoona group in the Marble Bar area, East Pilbara, Western Australia”. *Precambrian. Res.* 105, 73-78.

Van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., Hickman, A., Pawley, M.J., 2004. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian. Res.* 131, 3-4, 173-211.

Van Staal, C.R., Williams, P.F., 1983. Evolution of a Svecofennian-mantle gneiss dome in SW Finland, with evidence for thrusting, *Precambrian. Res.* 21, 101-128.

Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L., 2001. Structural repetition of the Hutchison Group metasediments, Eyre Peninsula, South Australia. *Austr. Jour. Earth. Sci.* 48, 331-345.

Vassallo, J.J., Wilson, C.J.L. 2002. Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. *J. Struct. Geol.* 24, 1-24.

Veenhof, R.P., Stel, H., 1991. A cleavage triple point and its mesoscopic structures: the Mustio sink (Svecofennides of Finland). *Precambrian. Res.* 50, 269-282.

Vielzeuf, D., Clemens, J.D., 1992. The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: Experiments and models. *Am. Miner.* 77, 1206-1222.

Vlaar, N.J., Van Keken, P.E., Van den Berg, A.P., 1994. Cooling of the Earth in the Archean: consequences of pressure-release melting in a hotter mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 121, 1-18.

Von Gaertner, H.R., 1962. Carte géologique internationale de l'Europe. Feuille D2. 2^{ème} édition, UNESCO et Bundesanstalt für Bodenforschung.

Vuollo, J., Piirainen, T., Huhma, H., 1992. Two early Proterozoic tholeiitic diabase dyke swarms in the Koli-Kaltimo area, eastern Finland - their geological significance. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 363, p32.

Vuollo, J., 1994. Paleoproterozoic basic igneous events in eastern Fennoscandian Shield between 2.45 and 1.97 Ga. PhD Thesis. *Acta Universitatis Ouluensis, Ser. A.* 250, p 47.

Wakabayashi, J., 2004. Tectonic mechanisms associated with P-T paths of regional metamorphism: alternatives to single-cycle thrusting and heating. *Tectonophysics.* 392, 193-218.

Wasserburg, G.H., Mc Donald, G.L.F., Hoyle, F., Flower, W.A., 1964. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth. *Science.* 143, 465-467.

Watson, J.V., 1978. Precambrian thermal regimes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A288, 431-440.

Watts, A.B., Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 213, 113-131.

Wegener, A., 1912. Die Entstehung der Kontinente. *Geol. Rundschau.* 3, 276-292.

Wei, W., Unsworth, M., Jones, A., Booker, J., Tan, H., Nelson, D., Chen, L., Li, S., Solon, K., Bedrosian, P., Jin, S., Deng, Ledo, J., Kay, D., Roberts, B., 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*. 292, 716-718.

Weijermars, R., 1986. Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics*. 124, 325-358.

Wells, P.R.A., 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 46, 253-265.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*. 291, 645-648.

White, D.J., Jones, A.G., Lucas, S.B., Hajnal, Z., 1999. Tectonic evolution of the Superior Boundary Zone from coincident seismic reflection and magnetotelluric profiles. *Tectonics*. 18, 3, 430-451.

Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.D., Martinez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., Viramonte, J., 1994. Variation in the structure of the Southern Central Andes deduced from seismic investigations. In: Reuter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds) *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin*. Springer-Verlag Berlin, 23-48.

Wilkins, C., 1997. Metamorphic aspects: Regional and contact metamorphism. In: De Wit, M., Ashwal, L.D. (Eds) *Greenstone belts*. Oxford Science publications, 126-163.

Williams, P.R., Curie, K.L., 1993. Character and regional implications of the sheared Archaean granite-greenstone contact near Leonora, Western Australia. *Precambrian. Res.* 62, 343-365.

Willigers, B.J.A., Van Gool, J.A.M., Wijbrans, J.R., Krogstad, E.J., Mezger, K., 2002. Post-tectonic cooling of the Nagssugtoquidian orogen and a comparison of contrasting cooling histories in Precambrian and Phanerozoic orogens. *J. Geol.* 110, 503-517.

Wilson, J.T., 1966. Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*. 211, 676-681.

Windley, B.F., Bridgewater, D., 1971. The evolution of Archaean low and high-grade terrains. *Geol. Soc. Austr. Spe. Pub.* 3, 33-46.

Windley, B.F., 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: Condie, K.C. (Ed) *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier Amsterdam, 419-446.

Windley, B.F., 1993. Uniformitarianism today: Plate tectonics is the key to the past. *J. Geol. Soc.* 150, 1, 7-19.

Windley, B.F., 1995. *The Evolving Continents*. 3rd ed. Chichester: John Wiley & Sons, p 526.

Windley, B.F., 2003. Continental growth in the Proterozoic: a global perspective. In: Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S. (Eds) *Proterozoic East-Gondwana: Supercontinent assembly and breakup*. *Geol. Soc. Lond. Spe. Pub.* 206, 23-33.

Wright, A.E., El Hiyari, M.A., Jackson, A.J., Fediukova, E., 1978. The structural history and geochemistry of the Lapland granulites, Finland. In: Sidorenko, A.V., (Ed), *Correlations of the Precambrian*, Moscow, 223-235.

Wynne-Edwards, H.R., 1976. Proterozoic ensialitic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics. *Am. J. Sc.* 276, 927-953.

Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Ash, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka A., 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature*. 408, 958-961.

Zhang, P.Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., Xinzhao, Y., 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*. 32, 809-812.

Zhao, W., Mechie, J., Brown, L.D., Guo, J., Haines, S., Hearn, T., Klemperer, S.L., Ma, Y.S., Meissner, R., Nelson, K.D., Ni, J.F., Pananont, P., Rapine, R., Ross, A., Saul, J., 2001. Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data. *Geophys. J. Inter.* 145, 486-498.

Zwanzig, H.V., 1999. Structure and stratigraphy of the south flank of the Kiseeynew Domain in the Trans-Hudson Orogen, Manitoba: implications for 1.845-1.77 Ga collision tectonics, *Can. J. Earth Sci.* 36, 1859-1880.

Annexe 1

Les fiches expérimentales

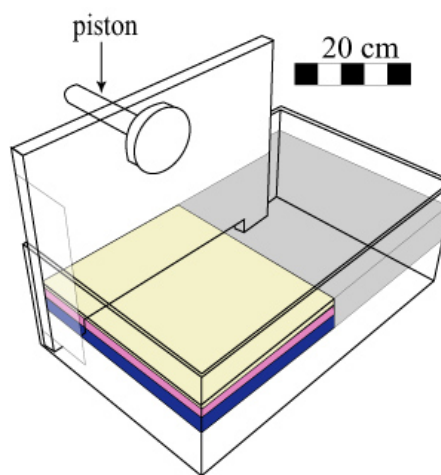
SERIE 0

Cette série d'expériences préliminaires a pour but de tester une possible compétition entre du fluage horizontal et de l'épaississement au sein de lithosphères peu résistantes soumises à un raccourcissement horizontal.

Cette série de modèles analogiques a constitué en partie le travail de DEA de Nicolas Durrieu (2002) qui a mis en place le protocole que j'ai ensuite utilisé et modifié durant ma thèse.

Dispositif

- Une boîte rectangulaire en plastique (35.5 x 23.5 x 13.5 cm)
- Un moteur, grand vérin
- Un piston de 20 cm de long présentant une Discontinuité de Vitesse (DV) sur son coté droit.
- Un appareil photo numérique et un pied photo



Dispositif expérimental (vu de coté)

Mise en place - fonctionnement des expériences :

Les plaques de silicone (1 et 2) sont préparées à plat sur une table, puis coupées à leurs dimensions exactes, superposées l'une sur l'autre et enfin mises au congélateur pendant une nuit. De même, la silicone neutre est découpée à sa bonne dimension et congelée.

Ensuite, les plaques congelées sont mises dans la boîte et flottent sur le « jus ». Elles vont alors se rééquilibrer doucement et se coller l'une à l'autre. Une ½ journée est nécessaire pour obtenir une rééquilibration totale et pour que les plaques reviennent à température ambiante. Puis les différentes couches de sable sont posées à l'aide d'un tamis et les marqueurs de sable disposés sur la surface du modèle sont faits à l'aide d'une grille.

A la fin de l'expérience, la surface du modèle est scellée avec du sable et mouillée à l'aide d'un vaporisateur. Lorsque le sable est gorgé d'eau, la boîte entière est mise au congélateur pendant 1 journée (au moins). Puis, la boîte est sortie du congélateur et le modèle lithosphérique (sable/ silicone), qui lui, est congelé, peut être extrait du « jus » resté liquide car contenant du glycol qui empêche sa congélation.

Le modèle congelé sera mis dans une autre boîte contenant déjà du sable et sera recouvert entièrement de sable. L'ensemble du contenu la boîte est totalement imprégné d'eau. Cette boîte est alors remise au congélateur 1 à 2 jours, pour permettre la congélation totale du « nouveau » sable humide qui va constituer une « coque » protectrice tout autour du modèle et nous permettre ainsi de scier le modèle sans que les silicones constituant celui-ci ne puissent fluer pendant la coupe.

Numéro du modèle : **M1**

Date : **02 Mars 2002**

Expérimentateur : **Nicolas Durrieu**

Collaboration : -

Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester les relations entre un épaississement et un potentiel écoulement latéral au sein d'une lithosphère analogue peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. Le modèle M1 est réalisé avec une vitesse de raccourcissement lente (0.5 cm/h) pour permettre un fort découplage entre les couches fragiles et ductiles.

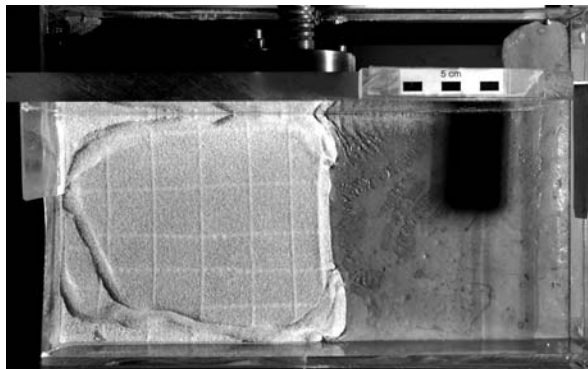
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.3) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.3; viscosité 3.10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.6; viscosité 6.10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.62) → Asthénosphère
- Une silicone violette « neutre » molle, pour empêcher le modèle de fluer avant le début
- Des marqueurs de sable jaunes espacés de 3 cm.

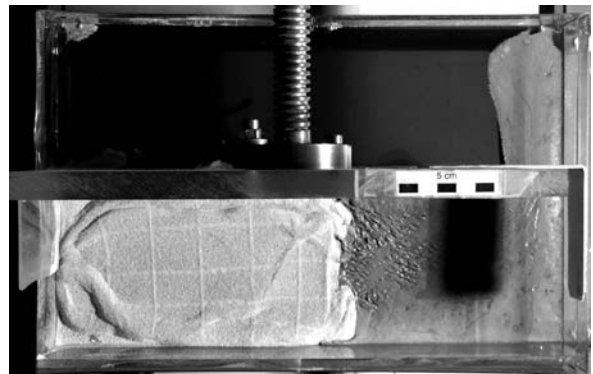
Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 20^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$**
- 50% raccourcissement (20 heures)
- Photographies toutes les 30 mn (40 photos)

Vues de surface :



t_1 (20% de raccourcissement)



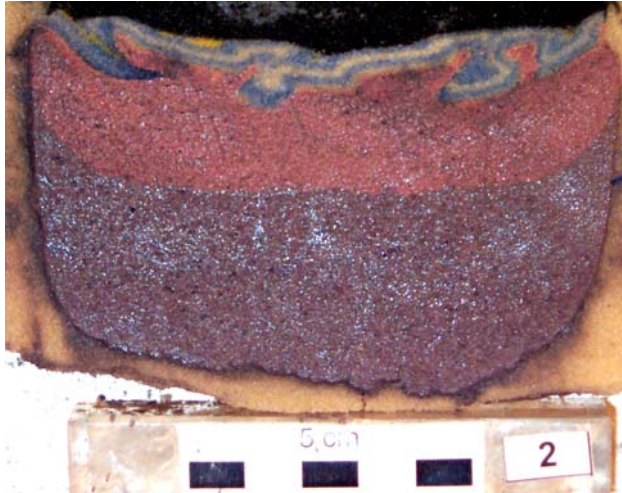
t_2 (50% de raccourcissement)

Résultat : Les premières structures apparaissent après 1 cm de raccourcissement (12% de raccourcissement) et correspondent à des chevauchements courbes et anastomosés qui s'enracinent sur la DV. Une seconde structure décro-chevauchante dextre s'initie plus tard. Après 20% de raccourcissement, un phénomène d'extrusion latérale apparaît sur le bord libre et est accommodé par deux décrochements conjugués. Il faut alors attendre la fin de l'expérience et un raccourcissement de l'ordre de 9 cm pour voir apparaître une nouvelle structure.

A la fin de l'expérience, les structures sont surtout localisées le long des murs (effets de bords) et une zone non déformée (présente au centre du modèle) est visible. La composante de fluage latéral est faible en vue de surface.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (rose foncé) ; Manteau lithosphérique (silicone violette), silicone « neutre » (silicone rose orangée)



Coupe 1 près du bord fixe



Coupe 2 près du bord libre

Résultat : La croûte supérieure est déformée et plusieurs pop-downs sont créés, bordés par des chevauchements localisés dans la couche de sable (couche fragile). Ces chevauchements accommodent ainsi l'enfoncement de pop-downs de matériel supracrustal. Les couches ductiles sont épaissies de façon homogène (coupe 1). Près du bord libre, une extrusion de la croûte ductile est visible tandis que la croûte supérieure n'a pas subi de fort échappement latéral (coupe 2). Les couches ductiles sont épaissies et le Moho ne présente pas de déflexion significative.

Alors et après ?? : Tester l'influence d'une vitesse de déformation plus importante sur les relations entre fluage latéral et épaississement au sein d'une lithosphère analogue peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. La vitesse de déformation est fixée à 0.75 cm/h dans la prochaine expérience.

Numéro du modèle : **M2**
Date : **11 Mars 2002**

Expérimentateur : **Nicolas Durrieu**
Collaboration : -
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester l'influence d'une vitesse de raccourcissement plus importante sur le mode de déformation d'une lithosphère analogique « molle » soumise à un raccourcissement horizontal et présentant un bord libre. Tester ainsi une possible compétition entre épaissement et fluage latéral de matière au sein de ce modèle. Le modèle M2 est réalisé avec une vitesse de raccourcissement de 0.75 cm/h.

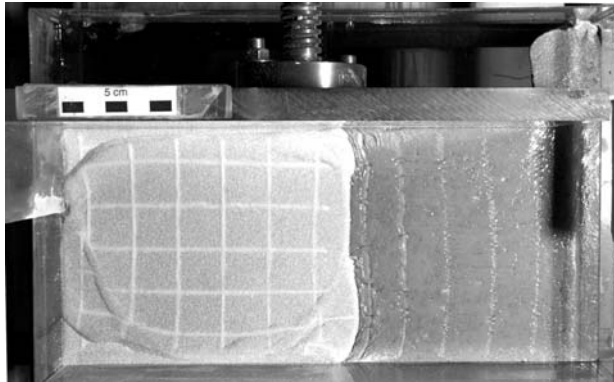
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.3) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.3; viscosité 3.10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.6; viscosité 6.10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.62) → Asthénosphère
- Une silicone violette « neutre » molle, pour empêcher le modèle de fluer avant le début
- Des marqueurs de sable jaunes espacés de 3 cm.

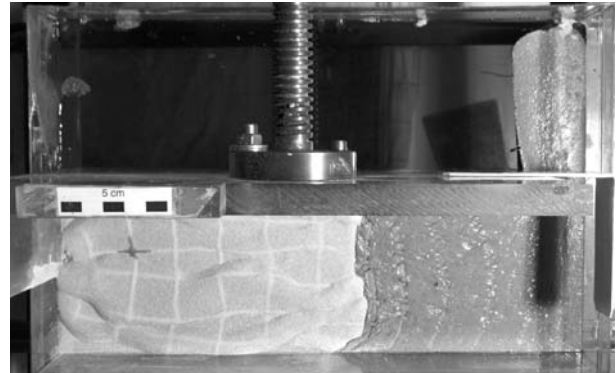
Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 20^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.75 \text{ cm/h}$**
- 50 % raccourcissement (≈ 13 heures)
- Photographies toutes les 20 mn (39 photos)

Vues de surface :



t_1 (25% de raccourcissement)

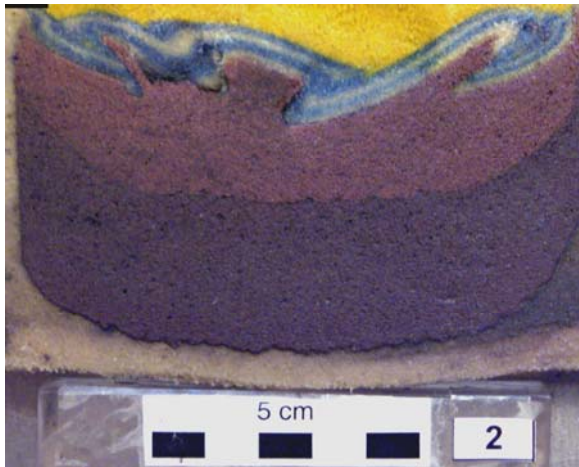


t_2 (50% de raccourcissement)

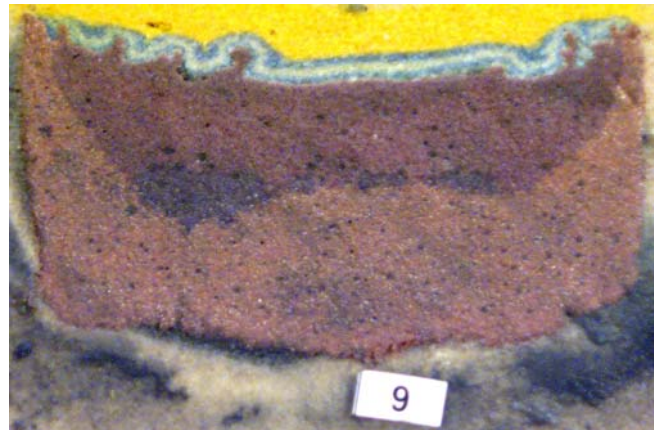
Résultat : Les premiers chevauchements s'initient au bout de la DV et tendent à se propager vers le piston et vers le bord fixe opposé. Puis une composante d'échappement latéral se développe. Ces caractéristiques ressemblent beaucoup à celles observées au sein de l'expérience précédente, avec une vitesse de raccourcissement lente (0.5 cm/h). Les structures, à la fin de l'expérience sont un peu plus distribuées que celles obtenues dans le cas précédent. Enfin, sur les vues de surface, même avec un taux de raccourcissement de 50%, la quantité d'extrusion latérale, au sein du modèle, reste modérée.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (rose foncé) ; Manteau lithosphérique (silicone violette), silicone « neutre » (silicone rose orangée)



Coupe 1 près du bord fixe



Coupe 2 près du bord libre

Résultat : Si les vues de surface de cette expérience ressemblent à celles observées dans l'expérience réalisée avec une vitesse plus lente, les coupes obtenues ici montrent pourtant un certain nombre de différences. Près de la DV, la croûte supérieure est très déformée mais le nombre de structures chevauchantes est moins important (Coupe 1). Dans la partie centrale du modèle, nous n'observons que deux chevauchements majeurs sur les bordures, là où deux voire trois se superposaient. Au contact du bord libre, on remarque que l'épaisseur de la croûte inférieure est plus importante que dans le modèle déformé avec une vitesse de raccourcissement de 0,5 cm/h (Coupe 2). Dans cette expérience, les couches ductiles se sont épaissies de façon homogène et le Moho reste sub-plat, même après 50% de raccourcissement.

Alors et après ?? : Tester l'influence d'une vitesse de déformation encore plus forte sur les relations entre fluage latéral et épaississement au sein d'une lithosphère analogue peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. La vitesse de déformation est fixée à 1.0 cm/h dans la prochaine expérience.

Numéro du modèle : M3

Date : 21 Mars 2002

Expérimentateur : Nicolas Durrieu

Collaboration : Florence Cagnard

Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester l'influence d'une vitesse de raccourcissement plus forte sur le mode de déformation d'une lithosphère analogue « molle » soumise à un raccourcissement horizontal et présentant un bord libre. Tester ainsi l'existence d'une possible compétition entre épaissement et fluage latéral de matière au sein de ce modèle, lors de la compression. Le modèle M3 est réalisé avec une vitesse de déformation de 1.0 cm/h.

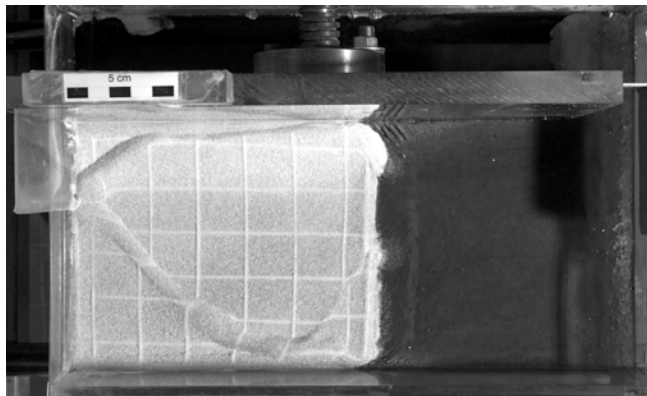
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'ethyl-cellulose (densité : 1.3) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.3; viscosité 3.10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.6; viscosité 6.10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.62) → Asthénosphère
- Une silicone violette « neutre » molle, pour empêcher le modèle de fluer avant le début
- Des marqueurs de sable jaunes espacés de 3 cm.

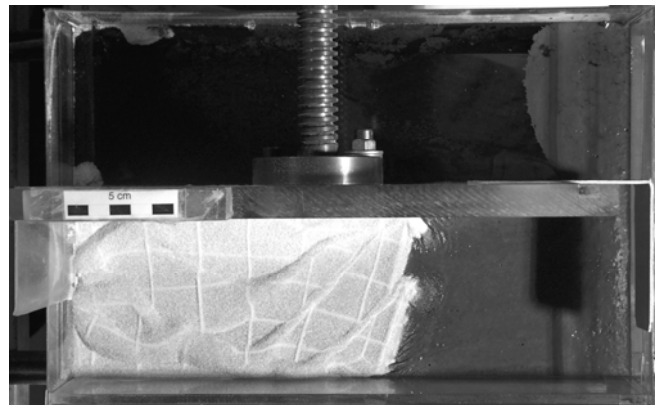
Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 20^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 1.0 \text{ cm/h}$
- 50 % raccourcissement (10 heures)
- Photographies toutes les 20 mn (30 photos)

Vues de Surface :



t_1 (25% de raccourcissement)



t_2 (50% de raccourcissement)

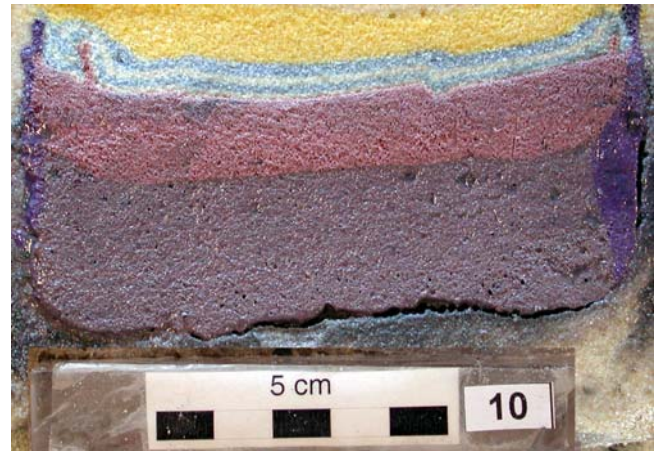
Résultat : Les premiers chevauchements se développent depuis la DV et se propagent vers les bords de la boîte. Une structure principale décro-chevauchante est ensuite développée et accommode en grande partie l'extrusion. Puis plusieurs structures similaires et localisées, se développent au cours du temps, provoquant la rotation de « blocs » autour d'axes verticaux. A la fin de l'expérience, la surface est entièrement déformée et l'extrusion semble plus importante que dans les expériences plus lentes.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (rose foncé) ; Manteau lithosphérique (silicone violette), silicone « neutre » (silicone rose orangée)



Coupe 1 près du bord fixe



Coupe 2 près du bord libre

Résultat : Les structures obtenues en coupe sont les mêmes que celles observées dans les coupes du modèle précédent ($V=0.75$ cm/h). Dans cette expérience, des morceaux de croûte supérieure (sous forme de pop-downs) s'enfoncent dans la croûte inférieure ductile tandis que des structures en pop-ups sont également créées. Ces pop-ups et pop-downs de matériel supracrustal sont délimités par des structures localisées correspondant aux zones transpressives observées sur les vues de surface. Les couches ductiles ont subi un épaissement homogène et le Moho reste sub-plat. Cependant, l'épaisseur de croûte ductile diminue depuis le bord fixe vers le bord libre, alors que l'épaisseur de manteau ductile semble rester (plus ou moins) constante, illustrant probablement l'existence d'une composante de fluage horizontal de la croûte.

Alors et après ?? : Essayer de regarder dans le temps les relations entre épaissement et fluage latéral. Et pour moi, l'occasion de monter ma première manip seule.

L'expérience suivante sera réalisée avec une vitesse de déformation de 1 cm/h et avec un taux de raccourcissement de 25%, pour essayer de contraindre le « timing » entre l'apparition des structures chevauchantes et du fluage latéral de matière.

Numéro du modèle : **M4**
Date : **14 Février 2003**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Nicolas Durrieu
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Essayer de voir la relation dans le temps entre la création des structures chevauchantes liées à la composante de raccourcissement horizontal et le fluage latéral. M4 a été réalisée pour un taux de raccourcissement de 25% et avec une vitesse de raccourcissement de 1 cm/h.

Apprendre à préparer une « manip » seule et maîtriser les problèmes liés à l'utilisation du « jus » représentant l'asthénosphère...

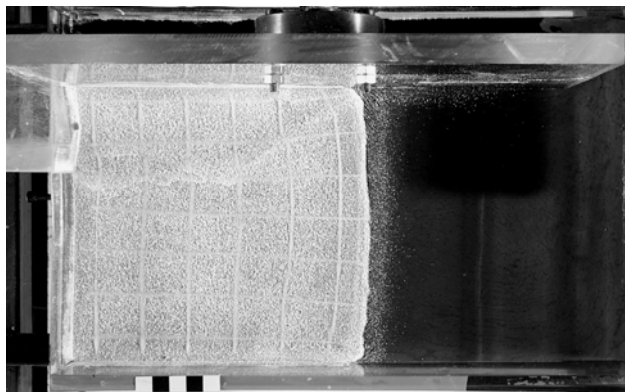
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'ethyl-cellulose (densité : 1.3) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.3; viscosité 3.10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.6; viscosité 6.10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.62) → Asthénosphère
- Une silicone violette « neutre » molle, pour empêcher le modèle de fluer avant le début
- Des marqueurs de sable jaunes espacés de 3 cm.

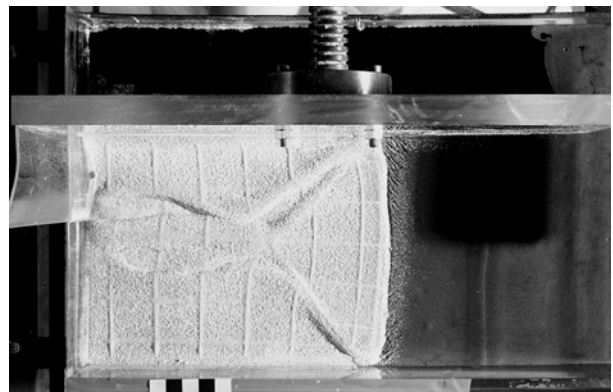
Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 20^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 1.0 \text{ cm/h}$**
- 25% raccourcissement (5 heures)
- Photographies toutes les 20 mn (15 photos)

Vues de Surface :



t_1 (12% de raccourcissement)

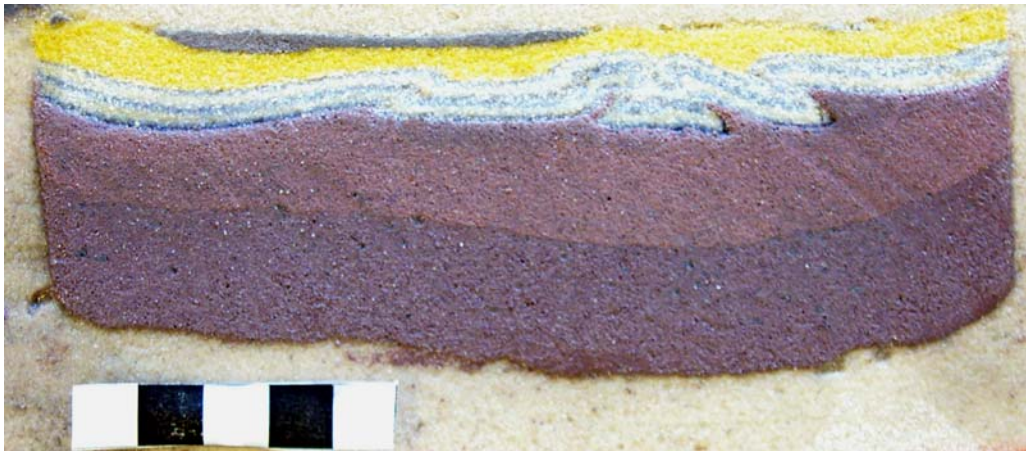


t_2 (25% de raccourcissement)

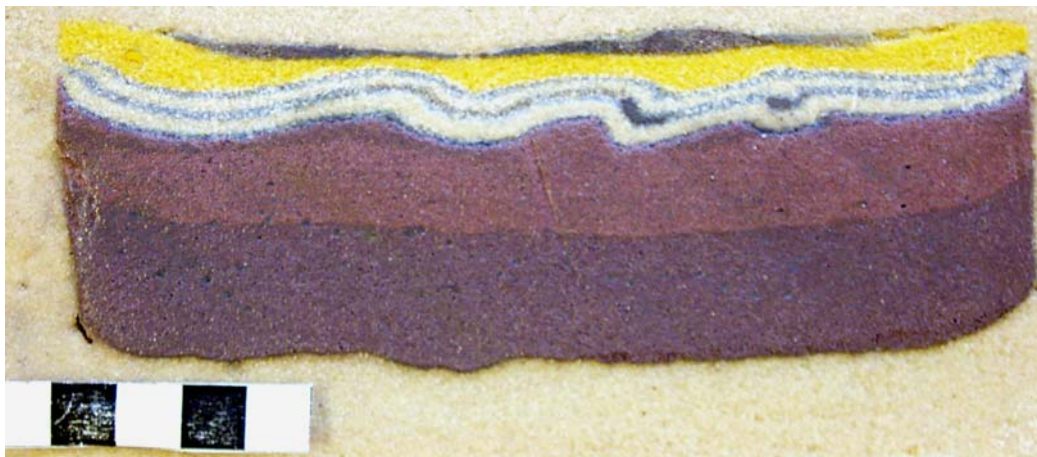
Résultat : Au bout de 25% de raccourcissement, le fluage latéral est très faible, seuls quelques chevauchements se sont formés près de la DV et deux décrochements conjugués se développent du côté du bord libre et trouvent leur enracinement dans les angles du modèle.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (rose foncé) ; Manteau lithosphérique (silicone violette), silicone « neutre » (silicone rose orangée)



Coupe 1 près du bord fixe



Coupe 2 près du bord libre

Résultat : En coupe, on voit le développement de structures en pop-downs près du bord fixe (coupe 1) mais le modèle reste peu déformé. Le Moho et la base de la lithosphère montrent alors une légère déflexion sous le site de l'enfoncement des pop-downs. Près du bord libre (coupe 2), un plissement du sable est observé et les interfaces (Moho et base de la lithosphère) restent plates. Il semble alors que l'épaississement doive atteindre un seuil avant que le fluage latéral de matière ne puisse commencer.

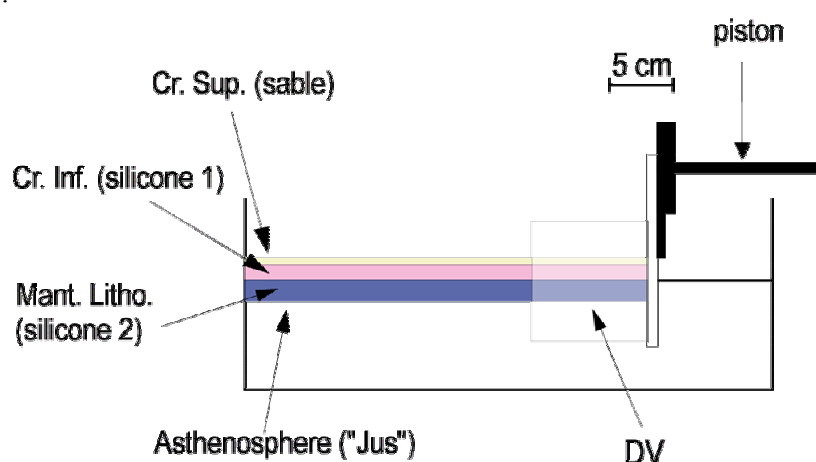
Alors et après ?? : Maintenant que le protocole est validé, que j'ai (\pm) appris à monter seule une manip (et qu'entre temps, nous avons travaillé avec C. Rosenberg sur des manips 3/4 couches sur miel.), le but va être de tester le comportement d'une lithosphère peu résistante en compression, mais en prenant une géométrie très simple dans un premier temps (Série 1) ; c'est-à-dire sans bord libre. De plus, pour limiter les effets de bords, nous prendrons des dimensions plus grandes pour ces expériences, la taille limite de celles-ci étant contrôlée par les dimensions du congélateur...

SERIE 1

Cette série d'expérience a pour but de tester le comportement mécanique de lithosphères peu résistantes en compression. Ces expériences ont été réalisées dans le cadre de ce travail de thèse.

Dispositif

- Une boîte rectangulaire en plexiglas (40 x 30 x 12 cm)
- Un moteur, grand vérin
- Un piston de 30 cm de long présentant avec deux Discontinuités de Vitesse (DV)
- Un appareil photo numérique et un pied photo
- Un laser pour numériser la surface des modèles
- Des radiateurs à bain d'huile pour réguler la température ambiante (et créer un sauna au labo, en plein automne...



Dispositif expérimental (vu de côté)

Mise en place - fonctionnement des expériences :

Les plaques de silicone (Croûte Inférieure (1) et Manteau lithosphérique (2)), constituées de différentes sous-couches de couleurs différentes (mais de même densités et viscosités), sont préparées à plat sur une table, avec des dimensions supérieures à leurs dimensions finales, puis superposées les unes sur les autres et enfin mises au congélateur pendant une nuit.

Ensuite, les plaques congelées sont posées dans la boîte (de la même façon que l'on pose une pâte à tarte, c.a.d avec les bords qui remontent sur les bords de la boîte). Puis, les morceaux de silicone en excès sont découpés au fur et mesure jusqu'à ce que les plaques soient bien « plates » et que peu de silicone dépasse sur les bords de la plaque. Elles vont alors se rééquilibrer doucement. Une ½ journée est nécessaire pour obtenir une rééquilibration totale et pour que les plaques reviennent à température ambiante. Puis les différentes couches de sable sont posées à l'aide d'un tamis et les marqueurs de sable colorés, disposés sur la surface de l'expérience, sont faits à l'aide d'une règle.

A la fin de l'expérience, la surface du modèle est scellée avec du sable et mouillée à l'aide d'un vaporisateur. Lorsque le sable est gorgé d'eau, la boîte entière est mise au congélateur pendant 1 journée (au moins). Ensuite, la boîte est sortie du congélateur et le modèle lithosphérique (sable/silicone), qui lui est congelé, peut être extrait du « jus » resté liquide (car contenant du glycol qui empêche sa congélation). Le modèle congelé sera mis dans une autre boîte contenant déjà du sable et sera recouvert entièrement de sable puis l'ensemble est gorgé d'eau. Cette boîte est alors remise au congélateur 1 à 2 jours, pour permettre la congélation totale du « nouveau » sable qui va constituer une « coque » protectrice tout autour du modèle et nous permettre ainsi de scier le modèle sans que les couches de silicones le constituant ne puissent fluer pendant la coupe.

Numéro du modèle : 3CpI-1
Date : 15 Novembre 2003

Expérimentateur : Florence Cagnard
Collaboration : Coupe avec Xavier Fort
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectifs de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'un modèle lithosphérique « mou » à 3 couches (sans manteau sub-Moho résistant) lors d'un raccourcissement horizontal. Les modèles sont confinés dans des boîtes sans bord libre (modèles 2D), et les deux paramètres contrôlés sont la température et la vitesse de déformation. Dans le cas de cette expérience 3CpI-1, T est importante et V est lente, ce qui confère une résistance très faible au modèle.

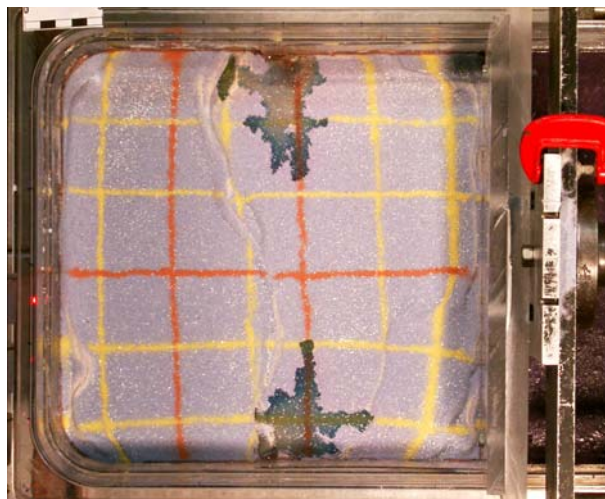
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.35) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.42; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.52; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

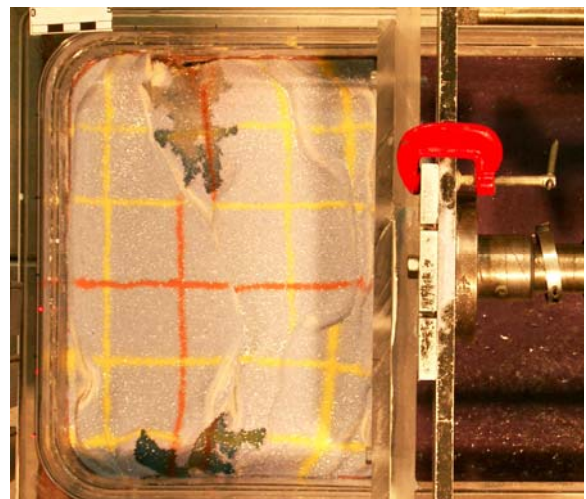
Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$
- 50% raccourcissement (40 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (80 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)



50% raccourcissement (final)

Résultat : Au bout de 25% de raccourcissement, une structure principale chevauchante arquée s'initie au bout des deux DVs. Après 50% de raccourcissement, un second chevauchement se crée près du mur mobile. Ces deux structures principales sont juxtaposées à des domaines non déformés en surface. Aucun relief n'est créé, la seule déflexion en surface correspond à la zone d'enfoncement des pop-downs.

Notons l'apparition dès le début d'une « tache » qui correspond à une percolation continue du « jus » due à des fuites le long des DVs (correspondant à des zones où la silicone était mal « collée » aux bords et qui ont permis la remontée intempestive de jus, qui, une fois qu'il a atteint le sable, peut percoler en toute impunité...)

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur de la coupe est de 20 cm environ.



Résultat : On obtient une superposition de pop-downs qui s'enfoncent successivement vers la gauche et la droite par le jeu de chevauchements localisés dans la croûte supérieure. Cette zone de forte localisation de la déformation affectant la croûte supérieure est juxtaposée à des portions où la couche de sable n'est pas déformée. Les couches de silicone s'épaississent de façon homogène loin du « stack » de pop-downs et tendent à être amincies à l'aplomb du « stack ». La base de la lithosphère et la surface de l'expérience restent plates, le Moho subit une flexure à l'aplomb de la zone d'enfoncement des pop-downs mais reste plat loin de celle-ci. Des petits plis sont créés aux interfaces des couches de silicone et les plans axiaux de ces plis sont sub-verticaux.

Alors et après ?? : Reprendre la même expérience avec la même température mais avec une vitesse de déformation plus rapide, pour tester l'influence du paramètre « V » sur la distribution des structures et sur le mode de déformation d'une lithosphère « molle » soumise à un raccourcissement horizontal. Et du coup, essayer de régler le problème technique de la fuite de « jus »...

Numéro du modèle : **3CpI-2**
Date : **04 Décembre 2003**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec ?
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'un modèle lithosphérique « mou » à 3 couches (sans manteau sub-Moho résistant) en compression. Modifier seulement V (et pas T) pour regarder l'influence de la variation de la vitesse de raccourcissement sur le mécanisme de déformation d'une lithosphère peu résistante, soumise à un raccourcissement horizontal. Dans cette expérience, la vitesse de déformation est fixée à 1cm/h et la température à 30°C.

Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.35) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.42; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.52; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

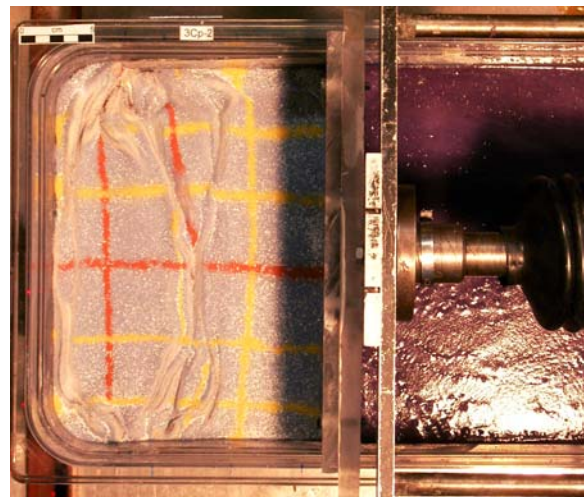
Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 1 \text{ cm/h}$
- 50% raccourcissement (20 heures)
- Photos numériques toutes les 20 mn (60 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)



50% raccourcissement (final)

Résultat : Les observations en vue de surface sont relativement proches de celles faites dans l'expérience 3cpI-1. Il y a encore formation de structures chevauchantes localisées et initiées au bout des DVs et qui sont juxtaposées à des domaines non déformés à la fin de l'expérience. Cependant, la zone déformée et affectée par ces structures est plus large que dans le cas de l'expérience plus lente (3cpI-1). Un chevauchement (dû certainement à un effet de bord) se localise sur le mur fixe opposé au mur mobile.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur de la coupe est de 20 cm environ.



Résultat : Les mêmes observations sont faites que dans le cas de 3cpI-1 : (1) un enfoncement progressif de pop-downs limités par des chevauchements affectant la croûte supérieure, (2) des zones d'enfoncement de matériel supracrustal localisées et juxtaposées à des domaines de sable (représentant la croûte supérieure) non déformés, (3) un épaissement homogène des couches de silicones loin des zones d'enfoncement de pop-downs, (4) les base et surface de l'expérience restent sub-plates, (5) le Moho est flexuré à l'aplomb des zones de descente de pop-downs de sable, (6) le développement de plans axiaux de plis mineurs aux interfaces entre les silicones fortement pentés. Les reliefs créés sont limités mais toutefois légèrement plus importants que dans le cas de l'expérience 3cpI-1.

Ici, 2 enfoncements parallèles de pop-downs coexistent, on a un début de délocalisation des structures dans la croûte supérieure.

Remarque : Le problème de fuite est réglé par l'ajout de petits boudins de silicone transparente derrière les DVs qui font un joint et empêchent le jus de remonter.

Alors et après ?? : Reprendre la même expérience avec la même température mais avec une vitesse de déformation encore plus rapide, pour continuer de tester l'influence du paramètre « V » sur la distribution des structures au sein d'une lithosphère peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. Dans cette nouvelle expérience, la résistance globale du modèle sera donc plus importante car V est plus importante.

Numéro du modèle : 3CpI-3
Date : 16 Décembre 2003

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Nicolas Carry
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'un modèle lithosphérique « mou » à 3 couches (sans manteau sub-Moho résistant) en compression. Modifier seulement V (et pas T) pour regarder l'influence de la variation de la vitesse sur le mécanisme de déformation d'une lithosphère analogue peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. Dans cette expérience, la vitesse de déformation est fixée à 5cm/h et la température à 30°C.

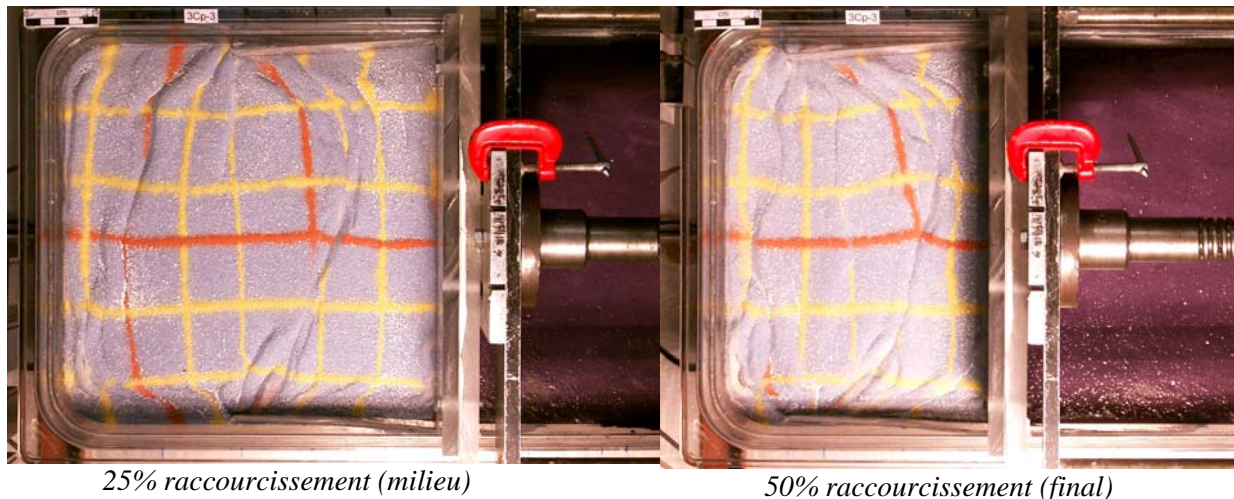
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.35) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.42; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.52; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 5 \text{ cm/h}$
- 50% raccourcissement (4 heures)
- Photos numériques toutes les 10 mn (24 photos)

Vues de Surface :



Résultat : Des structures chevauchantes se forment et sont initiées au bout des DVs. Dans le cas de cette expérience, les chevauchements sont plus nombreux et beaucoup plus délocalisés. Il existe toujours des domaines de croûte supérieure non déformés entre les zones de localisation de la déformation. Les reliefs créés restent limités.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur de la coupe est de 20 cm environ.



Résultat : Les mêmes observations sont faites que dans le cas des expériences précédentes (3cpI-1 et 2). Il existe : (1) des zones d'enfoncement progressif et localisé de pop-downs limités par des chevauchements n'affectant que la croûte supérieure qui sont juxtaposées à des domaines de croûte supérieure non déformés, (2) un épaissement homogène des couches de silicone loin des zones d'enfoncement de matière supracrustale, (3) la base et la surface de l'expérience restant sub-plates tandis que le Moho subit une déflexion à l'aplomb des zones de descente de croûte supérieure, (5) des plis mineurs présentant des plans axiaux fortement pentés, aux interfaces entre les silicones.

Ici, plusieurs zones d'enfoncements de pop-downs coexistent. Les structures affectant la croûte supérieure sont encore davantage délocalisées.

Alors et après ?? : Reprendre la même expérience mais cette fois ci avec une vitesse constante et une température qui varie, afin de tester l'influence des variations de température sur le mode de déformation de lithosphères molles soumises à un raccourcissement horizontal. La prochaine expérience sera réalisée avec une température de 25°C et une vitesse de raccourcissement de 0.5 cm/h.

Numéro du modèle : **3CpI-4**
Date : **15 Janvier 2004**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec ?
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'une lithosphère analogue «molle» constituée de 3 couches (sans manteau sub-Moho résistant) en compression. Modifier seulement T (et pas V) pour regarder l'influence de la variation de la température sur le mécanisme de déformation d'une lithosphère peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. Dans cette expérience, la vitesse de déformation est fixée à 0.5cm/h et la température à 25°C.

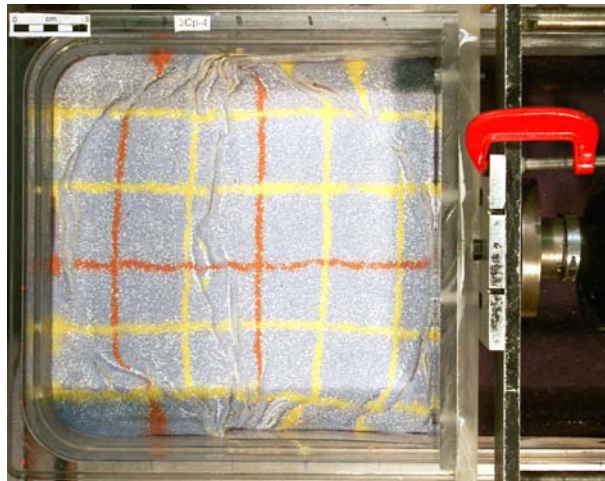
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.35) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.42; viscosité 2.0×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.52; viscosité 5.5×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

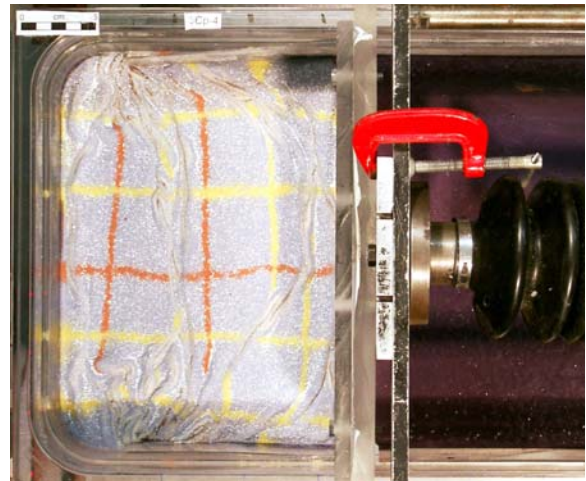
Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 25^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$
- 50% raccourcissement (40 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (80 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)



50% raccourcissement (final)

Résultat : Les structures observées sur les vues de surface sont proches de celles obtenues dans l'expérience 3cpI-2 ($V=1 \text{ cm/h}$ et $T=30^\circ\text{C}$): Formation de structures chevauchantes initiées aux bouts des DVs, avec une structure principale au centre de l'expérience et 2 autres chevauchements qui tendent à aller « tangenter » le mur mobile et son bord opposé. Il existe toujours des domaines de croûte supérieure non déformés entre les chevauchements. Les structures sont cependant un peu délocalisées et les reliefs développés restent faibles.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur de la coupe est d'environ 20 cm.



Résultat : Les mêmes observations sont faites que dans les cas précédents. Ici encore, plusieurs zones d'enfoncements de pop-downs coexistent, les structures de la croûte supérieure sont peu délocalisées. Les plans axiaux des plis mineurs tendent à converger vers les zones d'enfoncement de pop-downs de matériel supracrustal. Les interfaces (Moho, base de la lithosphère) restent globalement plates. Dans cette expérience, les structures chevauchantes affectant la couche de sable restent plutôt localisées.

Alors et après ?? : Reprendre la même expérience avec une même vitesse mais une température encore plus faible, histoire de continuer à tester l'influence de la température sur les mécanismes de déformation affectant une lithosphère peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. La prochaine expérience sera réalisée avec une température de 18°C et une vitesse de raccourcissement de 0.5 cm/h.

Numéro du modèle : **3CpI-5**
Date : **24 Janvier 2004**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Nicolas Carry
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'une lithosphère analogue « molle », à 3 couches (sans manteau sub-Moho résistant) en compression. Modifier seulement T (et pas V) pour regarder l'influence de la variation de la température sur le mécanisme de déformation d'une lithosphère peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal. Cette expérience est réalisée avec une température de 18°C et une vitesse de raccourcissement de 0.5 cm/h.

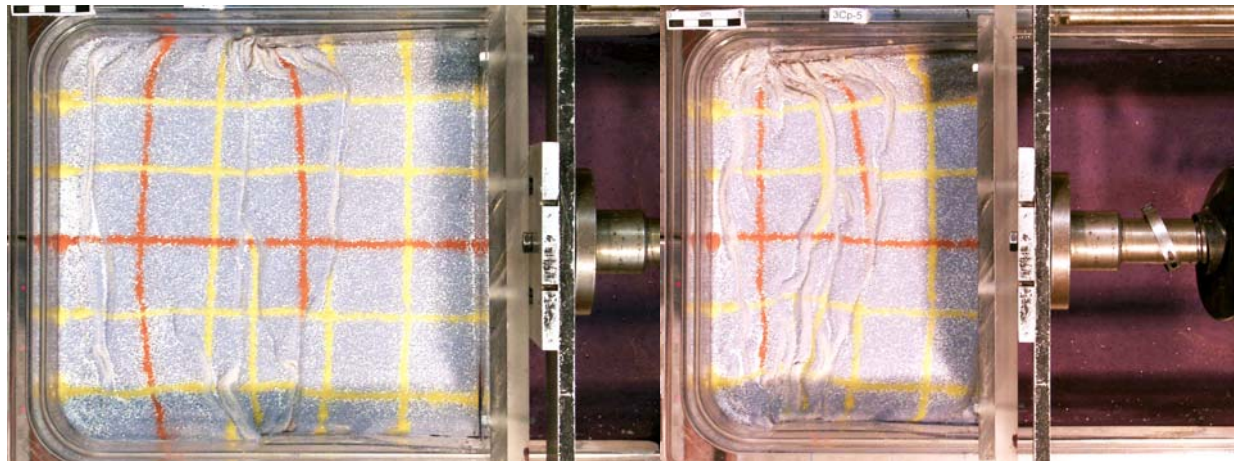
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.35) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.42; viscosité 3.3×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.52; viscosité 1.0×10^5 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 18^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$
- 50% raccourcissement (40 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (80 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)

50% raccourcissement (final)

Résultat : Sur les vues de surface, on peut observer la formation de nombreuses structures chevauchantes initiées au bout des DVs, et localisées plutôt vers le centre du modèle. Il existe toujours des domaines de croûte supérieure non déformés à l'extérieur de la zone de chevauchements. Les structures sont beaucoup plus délocalisées que dans le cas de l'expérience 3cpI-4 mais les reliefs créés restent toujours faibles.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur de la coupe est d'environ 20 cm.



Résultat : Les mêmes observations sont faites que dans les cas précédents (enfouissements progressifs de pop-downs limités par des chevauchements affectant la croûte supérieure, localisés et juxtaposés à des domaines de croûte supérieure non déformés ; épaissement homogène des couches de silicone loin des zones d'enfouissement de matériel supracrustal ; base et surface de la manip sub-plates ; Moho flexuré à l'aplomb des zones de descente de croûte supérieure ; plans axiaux fortement pentés de plis mineurs aux interfaces entre les silicones..). Ici encore, de nombreuses zones d'enfouissements de pop-downs coexistent, les structures de la croûte supérieure sont complètement délocalisées.

Alors et après ?? : Reprendre la même expérience que 3cpI-1 (avec les mêmes paramètres testés dans 3cpI-1, c.a.d $V = 0.5 \text{ cm/h}$ et $T = 30^\circ\text{C}$) mais en mettant des marqueurs verticaux dans la croûte inférieure, de façon à mieux imager le « pattern » de déformation dans la silicone représentant la croûte inférieure ductile. Eventuellement, tester la reproductibilité des manips...

Numéro du modèle : **3CpI-6**
Date : **24 Mars 2004**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Nicolas Carry
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'un modèle lithosphérique « mou » à 3 couches (sans manteau sub-Moho résistant) en compression. Dans cette expérience, on essaie de reproduire l'expérience 3cp1 ($V=0.5$ cm/h et $T=30^\circ\text{C}$) en plaçant des marqueurs verticaux dans la croûte ductile, pour mieux imaginer le mode de déformation de cette couche, lors de la compression.

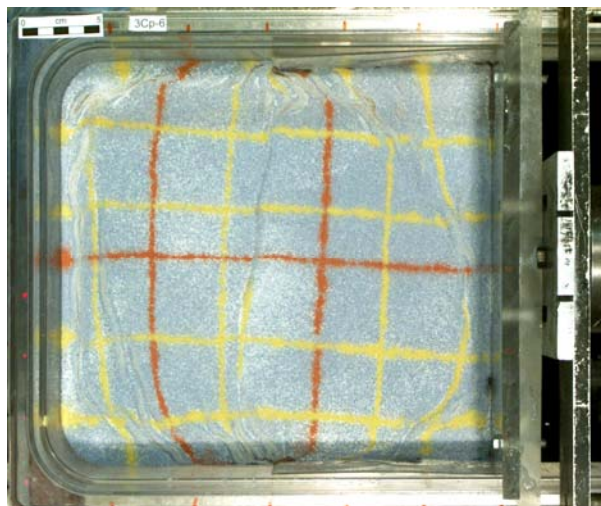
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.35) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.42; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.52; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

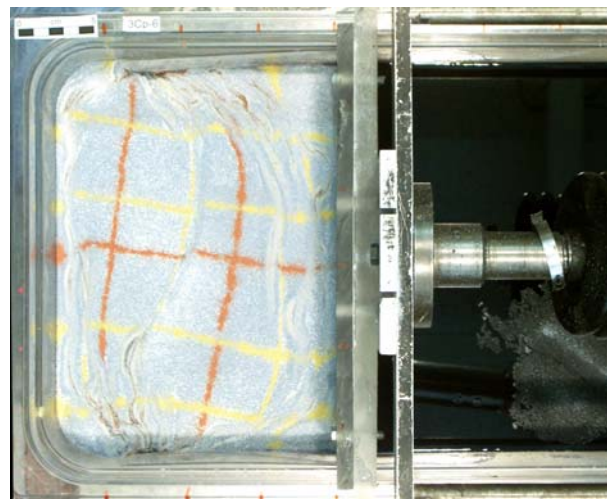
Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5$ cm/h**
- 50% raccourcissement (40 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (80 photos)

Vues de dessus :



25% raccourcissement (milieu)



50% raccourcissement (final)

Résultat : De même que dans le cas de 3cpI-1, une structure chevauchante principale s'initie au bout des DVs, au centre du modèle, mais rapidement deux chevauchements secondaires se créent et vont aller se « plaquer » vers le mur mobile et son bord opposé (effets de bords ?). Les reliefs demeurent extrêmement limités. Même si les deux expériences (3cpI-1 et 3cpI-6) ne sont pas strictement similaires (il est impossible en modélisation analogique de reproduire strictement le même résultat deux fois de suite.), les résultats obtenus sur les vues de surface sont tout de même remarquablement comparables.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur de la coupe est d'environ 20 cm.



Résultat : Les mêmes observations sont faites que dans le cas de 3cpI-1 et 2 (enfouissement progressif de pop-downs limités par des chevauchements affectant la croûte supérieure, localisé et juxtaposé à des domaines de croûte supérieure non déformés ; épaissement homogène des couches de silicone loin des zones d'enfouissement de pop-downs ; base et surface de la manip sub-plates ; Moho flexuré à l'aplomb des zones de descente de matériel supracrustal ; plans axiaux de plis mineurs fortement pentés, aux interfaces entre les silicones..).

Ici, une structure localisée au centre de l'expérience accommode la descente de pop-downs superposés. Sur les bords de la manip, on voit des enfouissements de pop-downs dus aux chevauchements secondaires qui viennent « tangenter » les bords de la boîte (effets de bords ?).

Les marqueurs initialement verticaux dans la croûte ductile convergent vers la zone d'enfouissement de matériel supracrustal et montrent une composante d'aplatissement vertical sous la zone d'enfouissement de pop-downs. A l'interface fragile-ductile, ils indiquent une composante cisailante dont le mouvement est convergent vers le « stack » de pop-downs.

Alors et après ?? : Tester le même dispositif mais avec un modèle à 4 couches, pour pouvoir comparer les modèles lithosphériques « mous » (ne présentant pas de manteau sub-Moho résistant) présentés précédemment, avec un modèle lithosphérique résistant (présentant un manteau sub-Moho résistant constitué d'une fine couche de sable). Ceci permettra alors de regarder les différences de comportement mécanique de lithosphères analogues soumises à un même raccourcissement horizontal, en fonction de leur résistance globale.

Numéro du modèle : **3CpI-7**
Date : **25 Mai 2005**

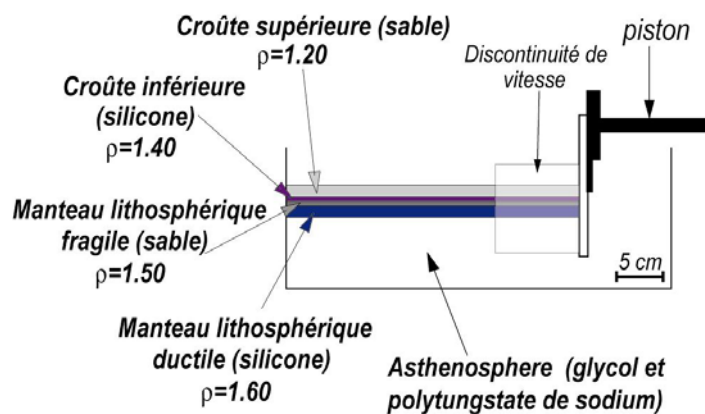
Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Benjamin Le Bayon
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'un modèle lithosphérique « résistant » à **4 couches** (avec la présence d'un manteau sub-Moho résistant, constitué de sable) en compression et comparer avec celles présentées précédemment et sert en quelque sorte de « témoin » du comportement d'une lithosphère résistante en compression.

Matériaux :

- 1.0 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.2) → Croûte supérieure
- 0.5 cm de silicone 1 (densité 1.40; viscosité 2.0×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.0 cm de sable (densité : 1.5) → Manteau sub-Moho résistant
- 1.0 cm de silicone 2 (densité 1.60; viscosité 6×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et noirs espacés de 5 cm.



Mise en place - fonctionnement de l'expérience :

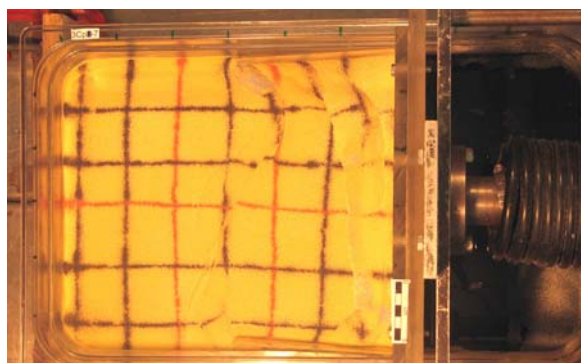
Idem que précédemment

Dispositif expérimental (vu de côté)

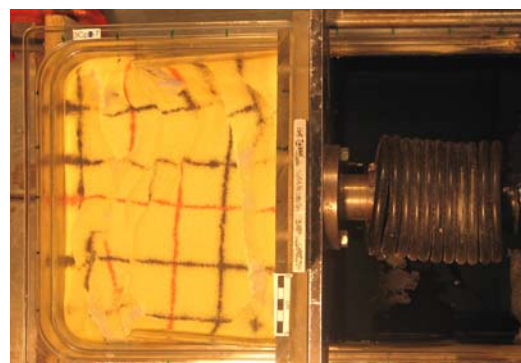
Paramètres – Photos :

- T ambiante $\approx 23^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$
- 50% raccourcissement (40 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (80 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)



50% raccourcissement (final)

Résultat : Des structures chevauchantes s'initient d'abord près du mur mobile puis un chevauchement principal (correspondant à la structure majeure) s'initie au bout des DVs, au centre du modèle. Enfin, tardivement, d'autres chevauchements s'initient près du bord fixe, en face du mur mobile. Notons que les reliefs créés sont beaucoup plus forts que dans le cas des modèles à 3 couches.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable jaune et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone violette) ; Manteau sub-Moho (sable blanc et noir), Manteau lithosphérique (silicone bleue)



Résultat : La manip a raté en partie, à la fin de l'expérience. En effet, un chevauchement majeur d'échelle lithosphérique s'est développé pendant l'expérience, et les couches ont commencé à subduire (« subduction continentale »). Malheureusement à un moment, la couche de sable (représentant le manteau sub-Moho) est rentrée en contact avec le « jus » sous-jacent (qui est plus dense que le sable lui-même) et du jus a commencé à percoler dans le sable moins dense. La différence de densité a provoqué le détachement de la partie sableuse (et donc de la couche de silicone sous-jacente). C'est pourquoi, en coupe, sur la partie droite, il manque les couches de silicone bleue et de sable blanc et noir, car qu'il manque les couches mantelliques.

Cependant, certaines caractéristiques obtenues au sein de cette expérience sont encore visibles et typiques de cette expérience à 4 couches. Il s'agit de : (1) la création de structures chevauchantes d'échelle lithosphérique (cad le développement d'une « subduction continentale ») (2) une grande perturbation du Moho (qui est fortement ondulé), (3) Des reliefs créés en surface de taille importante et, (4) la création de pop-downs, des pop-ups ainsi que de chevauchements plus isolés qui affectent non seulement la couche de sable représentant la croûte supérieure mais aussi les couches sous jacentes. Le « pattern » de déformation obtenu est alors bien différent de celui observé dans le cas des expériences à 3 couches.

Alors et après ?? : Refaire la même expérience mais avec un taux de raccourcissement plus faible de façon à imager mieux en coupe les structures obtenues, et de limiter le risque de percolation du jus dans la couche de sable coincée entre les deux silicones. Le taux de raccourcissement choisi sera donc deux fois moins important que dans le cas de cette expérience, et sera de 25% dans la future expérience.

Numéro du modèle : **3CpI-8**
Date : **17 Juin 2005**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Olivier Galland
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester le mode d'épaississement d'un modèle lithosphérique « résistant » à 4 couches (avec un manteau sub-Moho résistant, constitué de sable) en compression. Cette expérience est réalisée de façon à pouvoir être comparée avec celles présentées précédemment et sert en quelque sorte de « témoin » du comportement d'une lithosphère résistante en compression. Il s'agit ici de recommencer l'expérience 3cpI-7, avec un taux de raccourcissement plus faible, en espérant que le manteau ne coulera pas, cette fois ci.

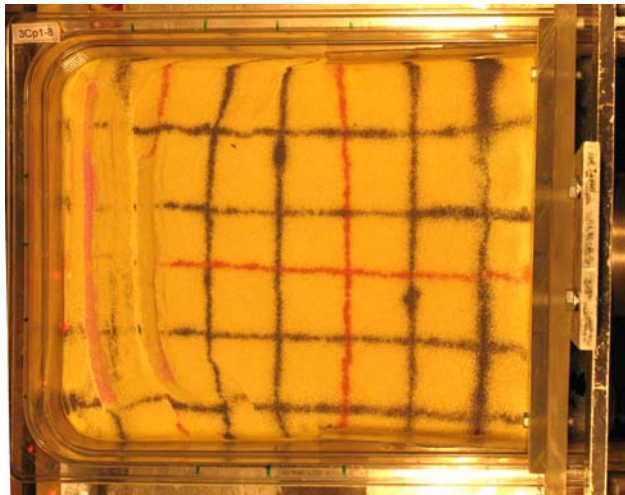
Matériaux :

- 1.0 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.2) → Croûte supérieure
- 0.5 cm de silicone 1 (densité 1.40; viscosité 2.0×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.0 cm de sable (densité : 1.5) → Manteau sub-Moho résistant
- 1.0 cm de silicone 2 (densité 1.60; viscosité 6×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.60) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et noirs espacés de 5 cm.

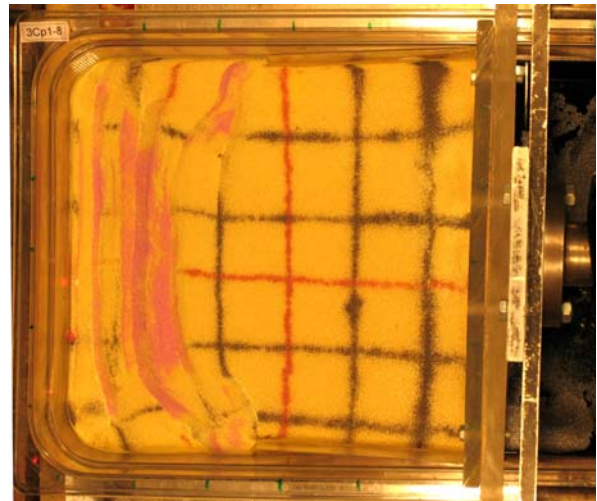
Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 23^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$
- 25% raccourcissement (20 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (40 photos)

Vues de Surface :



12% raccourcissement (milieu)



t_1 25% raccourcissement (final)

Résultat : Les chevauchements se localisent près du bord opposé au mur mobile (cad que la DV n'a pas joué son rôle pour localiser les structures au centre de l'expérience). Malgré cela, les chevauchements se propagent vers le centre de l'expérience et des reliefs importants sont créés. L'autre extrémité de l'expérience (vers le mur mobile) reste alors non déformée (artefact).

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable jaune et rose) ; Croûte Inférieure (silicone violette) ; Manteau sub-Moho (sable blanc et noir), Manteau lithosphérique (silicone bleue). La largeur de la coupe est d'environ 20cm0



Résultat :

L'expérience n'a pas fonctionné pour le mieux car les chevauchements ont eu tendance à s'initier près d'un bord et non au centre de l'expérience.

Cependant, les caractéristiques visibles sur l'expérience 3cpI-7 sont toujours observables ici : (1) création de structures chevauchantes moins localisées que précédemment mais affectant l'ensemble de la lithosphère, (2) création de relief importants en surface, (3) Moho très perturbé et décalé par les chevauchements, (4) création d'une racine sous les zones de chevauchements.

Le « pattern » de déformation observé en coupes ressemble à celui visible sur la coupe de l'expérience 3cpI-7, mais les structures ont une taille moins importante (25% de raccourcissement seulement contre 50% de raccourcissement dans 3cpI-7)). Ce « pattern » est très différent de celui observé dans les manip à 3 couches.

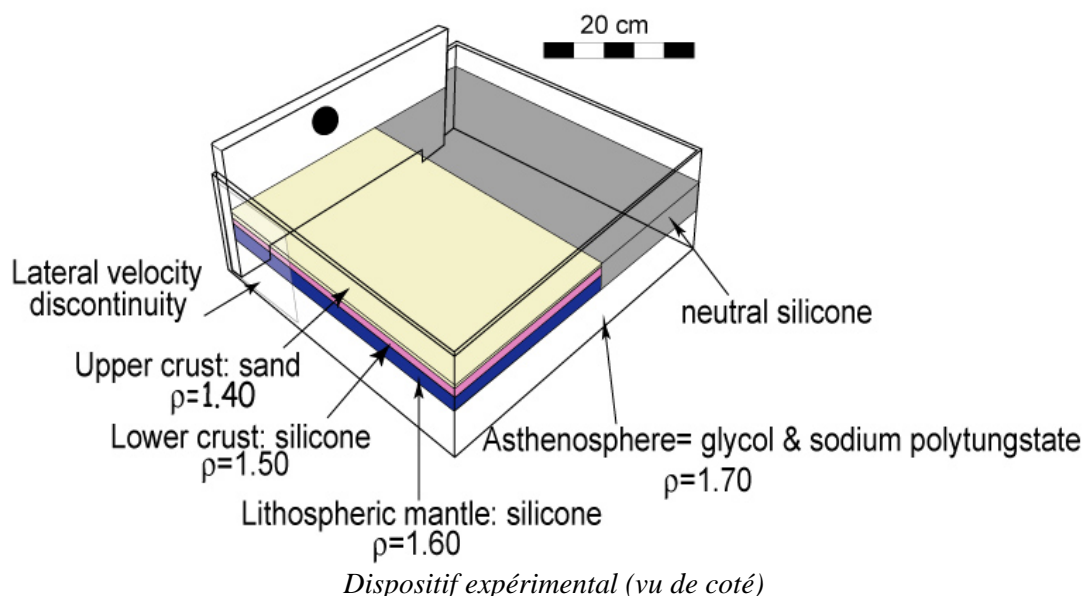
Alors et après ?? :

SERIE 2

Cette série d'expérience a pour but de tester le comportement mécanique de lithosphères peu résistantes soumises à un raccourcissement horizontal mais présentant cette fois un bord libre. Il s'agit ainsi de tester une possible compétition entre de l'épaississement et de l'échappement latéral. Les expériences de cette nouvelle série ont pour but de développer le travail préliminaire de Nicolas Durrieu (correspondant à la Série d'expériences N°0) et ont été réalisées dans le cadre de ce travail de thèse.

Dispositif

- Une boîte rectangulaire en plexiglas (37 x 36 x 12 cm)
- Un moteur, grand vérin
- Un piston de 30 cm de long présentant une Discontinuité de Vitesse (DV) sur son coté droit
- Un appareil photo numérique et un pied photo
- Un laser pour numériser la surface des modèles
- Des radiateurs à bain d'huile pour réguler la température ambiante



Mise en place - fonctionnement des expériences :

Le mode de préparation de ces expériences est très similaire de celui utilisé précédemment.

Le seul changement consiste en la préparation des plaques de silicones sur le plan de travail, avant de les disposer dans la boîte, sur le jus. Il s'agit là de disposer les différentes couches de couleur différentes, les unes sur les autres puis de juxtaposer latéralement à ce « sandwich de silicones » une plaque de silicone violette très peu visqueuse dite « neutre », de même épaisseur que la totalité du « sandwich » (soit 2.5cm d'épaisseur). L'ensemble (constitué des différentes silicones) est congelé puis disposé dans la boîte, sur le jus. La suite du protocole reste le même qu'utilisé dans les expériences de la série 1.

Numéro du modèle : 3CpII-1 (1)
Date : 07 Septembre 2004

Expérimentateur : Florence Cagnard
Collaboration : Coupe avec Fabien Paquet
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester une compétition possible entre épaissement et fluage latéral dans des modèles lithosphériques peu résistants (à 3 couches) soumis à un raccourcissement horizontal. Les modèles présentent une géométrie en 3D (avec un bord libre) et les paramètres modifiables sont la température, la vitesse de déformation et l'angle de convergence du piston. Ici, la température est fixée à 30°C et la vitesse de raccourcissement est de 5 cm/h.

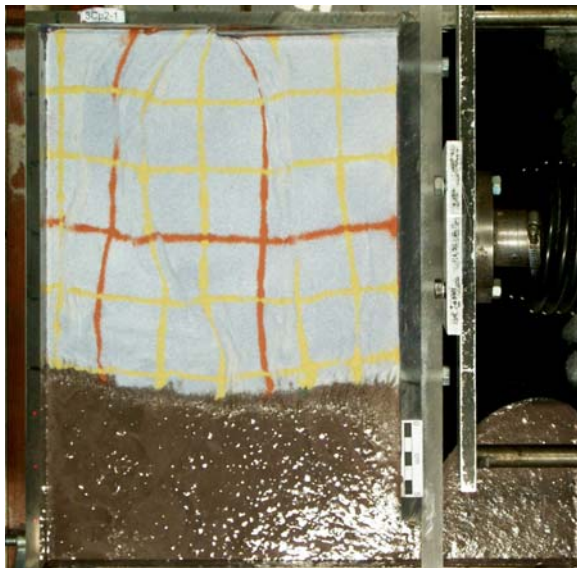
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.25) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.30; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.60; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.70) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

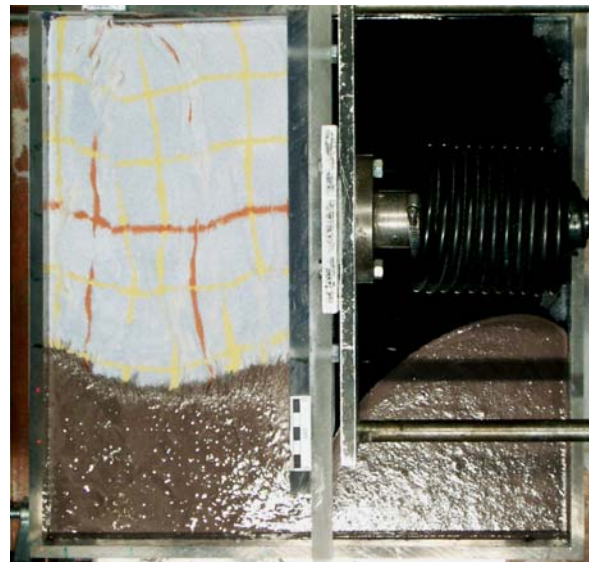
Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 5.0 \text{ cm/h}$**
- 50% raccourcissement (3h40 heures)
- Photos numériques toutes les 10 mn (22 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)



t_1 50% raccourcissement (final)

Résultat : Des structures plutôt nombreuses et délocalisées sont observées en vues de surface et correspondent à des zones transpressives juxtaposées à des zones non déformées. L'extrusion est limitée (moins de 20%) mais existe cependant. Les forces de frottement induites par les bords de la boîte en plexiglas inhibe (ou réduit) l'extrusion près des bords. Ainsi l'extrusion observable en vues de surface est surtout concentrée au centre de l'expérience.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur des coupes est d'environ 19 cm.



Coupe 1, près du bord fixe



Coupe 2, près du bord libre

Résultat : Les caractéristiques en coupe sont proches de celles observées dans la série précédente, sans bord libre. Il y a toujours un enfoncement de pop-downs de matériel supracrustal, limités par des chevauchements localisés dans la croûte supérieure. Les pop-downs sont nombreux dans cette expérience. En effet, avec une forte vitesse de déformation, les structures ont tendance à être plus délocalisées car la résistance globale des modèles augmente. Les interfaces (Moho et base de la lithosphère) restent plates à la fin de l'expérience et l'épaississement des couches ductiles est homogène et distribué. Comme la composante d'échappement latéral est faible, les variations d'épaisseur des niveaux ductiles (depuis le bord fixe jusqu'au bord mobile) sont peu importantes.

Alors et après ?? : Tester l'influence d'une vitesse de déformation plus lente sur une possible compétition entre fluage latéral et épaississement. L'hypothèse de départ était qu'en déformant doucement, la silicone pourrait avoir « le temps » de fluer lentement, et qu'une faible vitesse de déformation associée à une température importante (donc des silicones peu visqueuses) aurait pu favoriser (peut être) le développement d'une composante fluage latéral.

Numéro du modèle : 3CpII-2 (2)
Date : 13 Septembre 2004

Expérimentateur : Florence Cagnard
Collaboration : Coupe avec Laurent Gindre
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester une compétition possible entre épaissement et fluage latéral dans des modèles lithosphériques peu résistants (à 3 couches) soumis à un raccourcissement horizontal. Les modèles présentent une géométrie en 3D (avec un bord libre) et les paramètres modifiables sont la température, la vitesse de déformation et l'angle de convergence du piston. Ici, la température est fixée à 30°C et la vitesse de raccourcissement est de 0.5 cm/h.

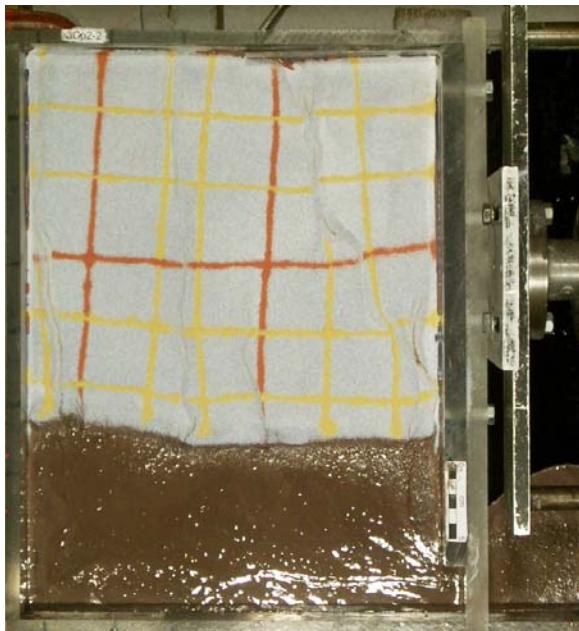
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.25) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.30; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.60; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.70) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

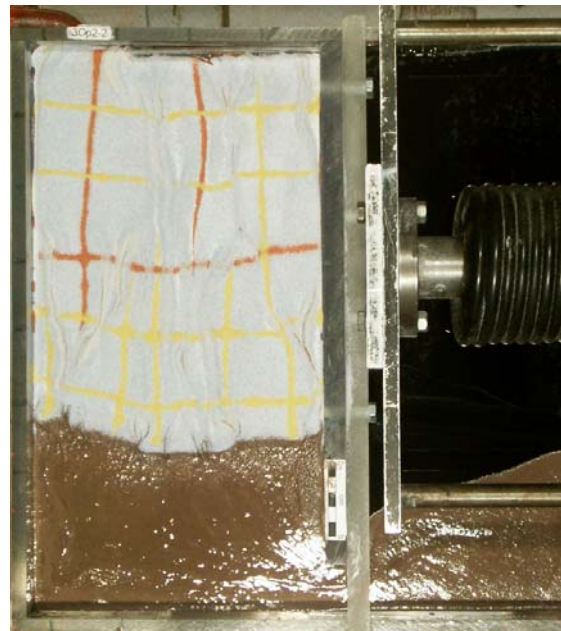
Paramètres - Photos:

- T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$
- 50% raccourcissement (35 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (70 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)



50% raccourcissement (final)

Résultat : Des structures (plutôt localisées) s'initient au bout des DVs et correspondent à des zones transpressives juxtaposées à des zones non déformées. L'extrusion reste encore limitée (moins de 20%) mais existe cependant. Cet échappement latéral est concentré de nouveau au centre de l'expérience.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur des coupes est d'environ 19 cm.



Coupe 1, près du bord fixe



Coupe 2, près du bord libre

Résultat : Les caractéristiques en coupe sont proches de celles observées dans la série précédente, sans bord libre. Les enfoncements de pop-downs de matériel supracrustal, limités par des chevauchements localisés dans la croûte supérieure, sont moins nombreux et correspondent à des structures plus localisées. Les interfaces (Moho et base de la lithosphère) restent plates à la fin de l'expérience et l'épaississement des couches ductiles est homogène et distribué.

Même si la composante d'échappement latéral reste faible, on peut noter que la croûte ductile voit son épaisseur diminuer depuis le bord fixe jusqu'à vers le bord libre. Le manteau ductile conserve une épaisseur assez constante d'un bord à l'autre.

Alors et après ?? : L'hypothèse faite au début de cette expérience ne s'étant pas révélée géniale, on décide maintenant de tester l'influence d'une convergence oblique sur le mode de déformation d'une lithosphère peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal, présentant un bord libre. Comme l'expérience décrite ici (3cp2 (2)) ne montre pas beaucoup de fluage latéral, essayons de voir si l'existence d'un angle de convergence provoque le développement d'une composante d'échappement latéral plus importante au sein du modèle ou au contraire, si la réponse de la lithosphère analogue soumise à cette compression oblique reste la même.

Numéro du modèle : **3CpII-3 (5)**
Date : **28 Octobre 2004**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Laurent Gindre
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester une compétition possible entre épaissement et fluage latéral dans des modèles lithosphériques peu résistants (à 3 couches) soumis à un raccourcissement horizontal. La température est toujours fixée à 30°C et la vitesse de raccourcissement est de 0.5 cm/h mais un angle de convergence est ajouté au dispositif. Puisque l'expérience précédente n'a pas beaucoup présenté de fluage latéral combiné à un épaissement, nous regardons ici si la présence d'une convergence oblique favorise l'extrusion latérale de matériel lors d'un raccourcissement horizontal. L'angle choisi est de 15°.

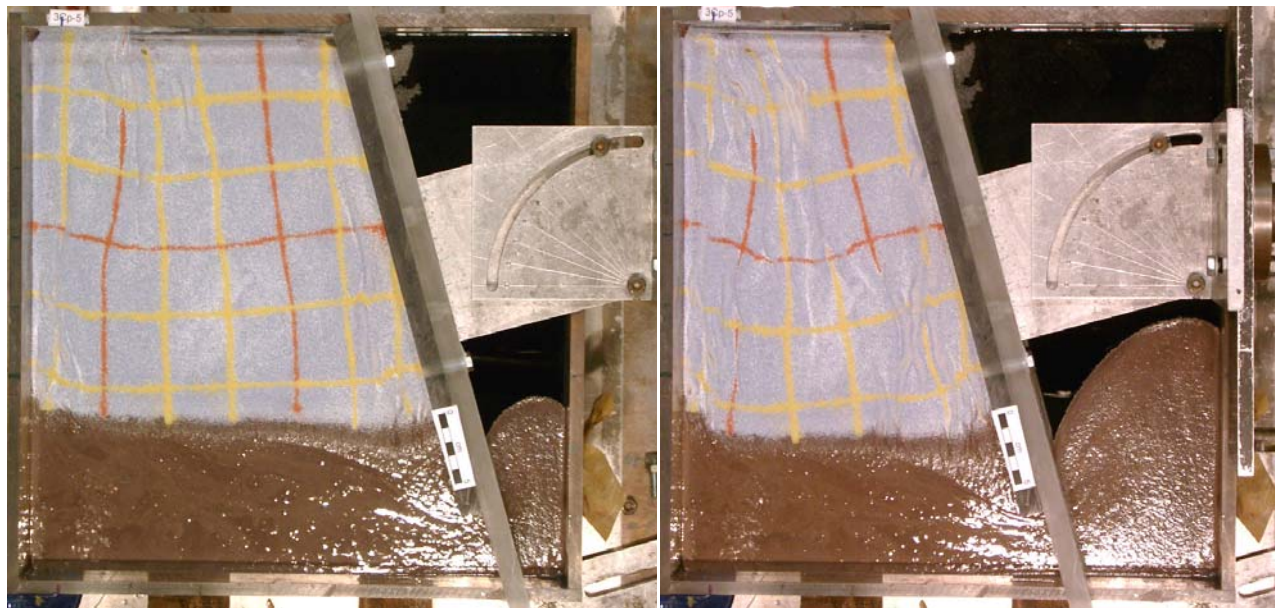
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.25) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.30; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.60; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.70) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.
- Angle de convergence de 15°

Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 0.5 \text{ cm/h}$**
- 50% raccourcissement (26 heures)
- Photos numériques toutes les 30 mn (52 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)

50% raccourcissement (final)

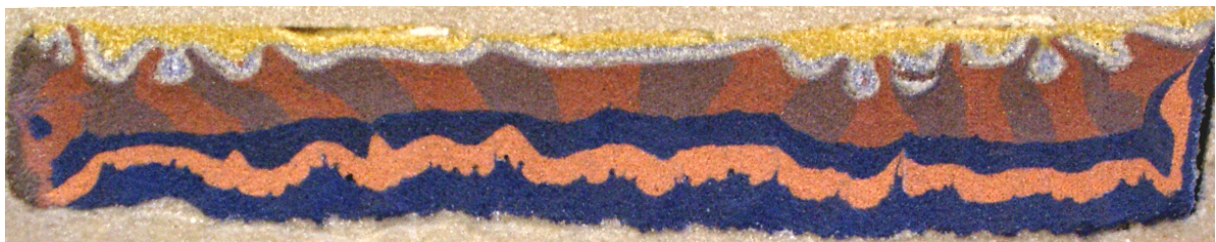
Résultat : Des structures transpressives s'initient au bout des DVs et sont juxtaposées à des zones non déformées. L'extrusion est très légèrement plus importante que dans l'expérience précédente (dans laquelle la compression n'était pas oblique). Cependant, l'existence d'un angle de convergence ne semble pas induire une quantité beaucoup plus importante de fluage latéral et sa présence au sein de l'expérience ne change pas radicalement le pattern de déformation par rapport à celui observé dans l'expérience précédente.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La coupe 1 a une largeur de 13.5 cm et la coupe 2 a une largeur de 19 cm environ.



Coupe 1, près du bord fixe



Coupe 2, près du bord libre

Résultat : Les caractéristiques observées sont similaires à celles décrites précédemment. Ici les structures en pop-downs sont localisées vers le centre de l'expérience (près du bord fixe) et plus près des bords (près du bord libre). L'épaisseur de croûte ductile diminue depuis le bord fixe vers le bord libre tandis que l'épaisseur du manteau lithosphérique reste assez constante sur l'ensemble de la manip. Un faible fluage latéral de matériel existe alors mais n'est pas beaucoup plus important que dans le cas d'une compression non-oblique.

Alors et après ?? : La présence ou non d'un angle de convergence induisant le même pattern de déformation, le dispositif de compression non-oblique est repris. On décide maintenant de tester l'influence d'une vitesse de déformation plus rapide (et donc d'une résistance globale plus importante des couches ductiles) sur une possible compétition entre fluage latéral et épaissement. La vitesse choisie de déformation sera de 5.0 cm/h et la température est fixée à 18°C.

Numéro du modèle : **3CpII-4 (4)**
Date : **03 Octobre 2004**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Fabien Paquet
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester une compétition possible entre épaissement et fluage latéral dans des modèles lithosphériques peu résistants (à 3 couches) soumis à un raccourcissement horizontal. Les modèles présentent une géométrie en 3D (avec un bord libre) et les paramètres modifiables sont la température, la vitesse de déformation et l'angle de convergence du piston. Dans cette expérience, la température est fixée à 18°C et la vitesse de raccourcissement est de 5 cm/h

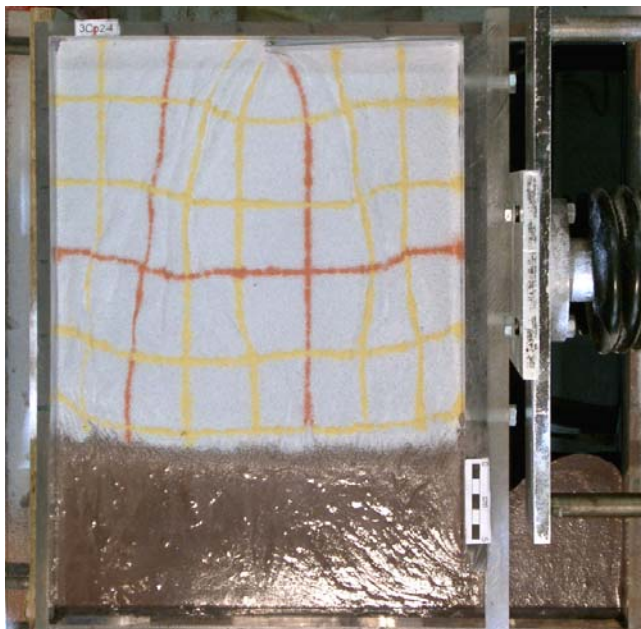
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.25) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.30; viscosité 3.3×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.60; viscosité 1.0×10^5 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.70) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

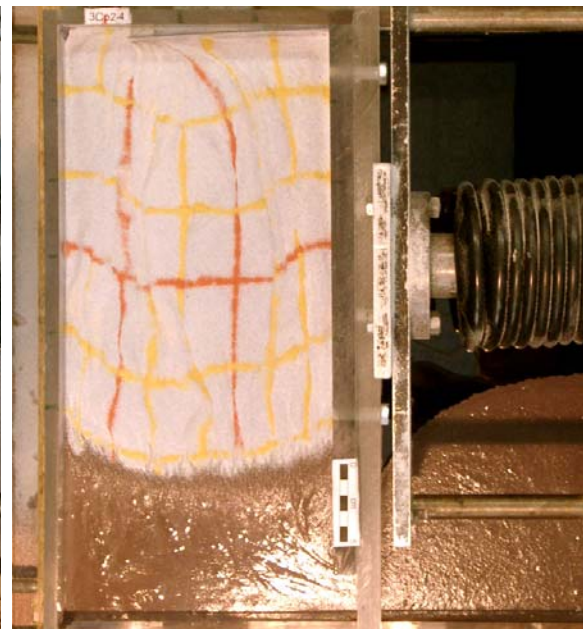
Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 18^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 5.0$ cm/h**
- 50% raccourcissement (3h40 heures)
- Photos numériques toutes les 10 mn (22 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)



t_1 50% raccourcissement (final)

Résultat : De nombreuses structures s'initient au bout des DVs et sont juxtaposées à des domaines non-déformés. Les reliefs créés sont toujours limités et l'extrusion est présente et de taille limitée également. Ces caractéristiques sont proches de celles observées dans l'expérience 3cp2-1.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur des coupes est de 19 cm environ.



Coupe 1, près du bord fixe



Coupe 2, près du bord libre

Résultat : En coupe, les observations sont similaires à celles faites dans les expériences précédentes. L'épaisseur de croûte ductile est cependant plus importante vers le bord fixe que vers le bord libre. Dans cette expérience, l'épaisseur du manteau semble tout de même varier latéralement, devenant plus importante vers le bord libre. Les interfaces restent plates, les enfoncements de pop-downs sont nombreux et très délocalisés.

Dans toutes les expériences, une compétition existe entre fluage latéral et épaissement lorsqu'une lithosphère molle (présentant un bord libre) est soumise à un raccourcissement horizontal. Cependant, la composante de fluage latéral reste toujours limitée.

Alors et après ?? : Monter une manip avec la même géométrie, en abaissant seulement la densité de la croûte supérieure de façon à regarder l'influence de l'existence d'une couche de sable moins dense sur le mode de déformation d'une lithosphère analogue peu résistante soumise à un raccourcissement horizontal, présentant ici la possibilité de fluer latéralement pendant la compression. Selon Schueller (2004), la diminution de la densité de la couche de sable peut provoquer une amplification d'une composante de fluage latéral. Dans ce cas, au sein de l'expérience, le pattern de déformation ne devrait donc pas être différent mais la composante d'échappement latéral pourrait être plus grande.

Numéro du modèle : **3CpII-4 (8)**
Date : **13 Septembre 2004**

Expérimentateur : **Florence Cagnard**
Collaboration : Coupe avec Laurent Gindre
Encadrants : Denis Gapais et Jean Pierre Brun

Objectif de l'expérience :

Tester une compétition possible entre épaissement et fluage latéral dans des modèles lithosphériques peu résistants (à 3 couches) soumis à un raccourcissement horizontal. Ici, la densité de la croûte supérieure est abaissée par rapport à l'expérience précédente mais la température et la vitesse de raccourcissement restent toujours fixées à 30°C et 0.5 cm/h, respectivement.

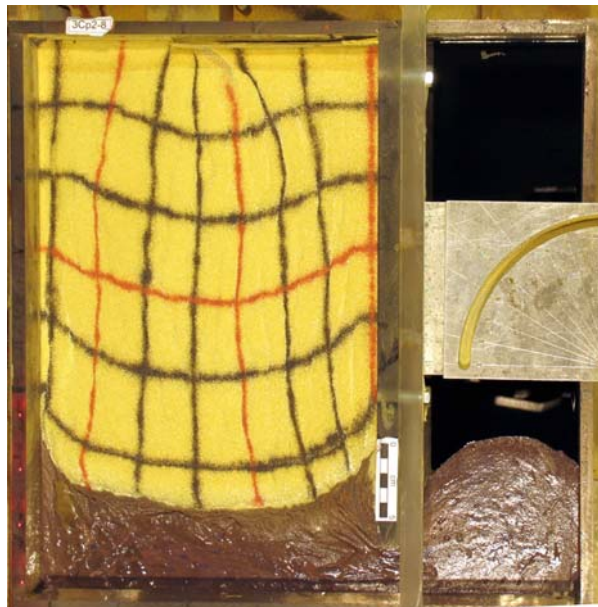
Matériaux :

- 0.5 cm de sable allégé avec de l'éthyl-cellulose (densité : 1.15) → Croûte supérieure
- 1.0 cm de silicone 1 (densité 1.30; viscosité 1.6×10^4 Pa.s) → Croûte inférieure
- 1.5 cm de silicone 2 (densité 1.60; viscosité 3.7×10^4 Pa.s) → Manteau lithosphérique
- 6.5 cm de mélange glycol + polytungstate de sodium (densité 1.70) → Asthénosphère
- Des marqueurs de sable rouges et jaunes espacés de 5 cm.

Paramètres - Photos:

- **T ambiante $\approx 30^\circ\text{C}$ et $V_{(\text{piston})} = 5.0 \text{ cm/h}$**
- 50% raccourcissement (3h40 heures)
- Photos numériques toutes les 10 mn (22 photos)

Vues de Surface :



25% raccourcissement (milieu)

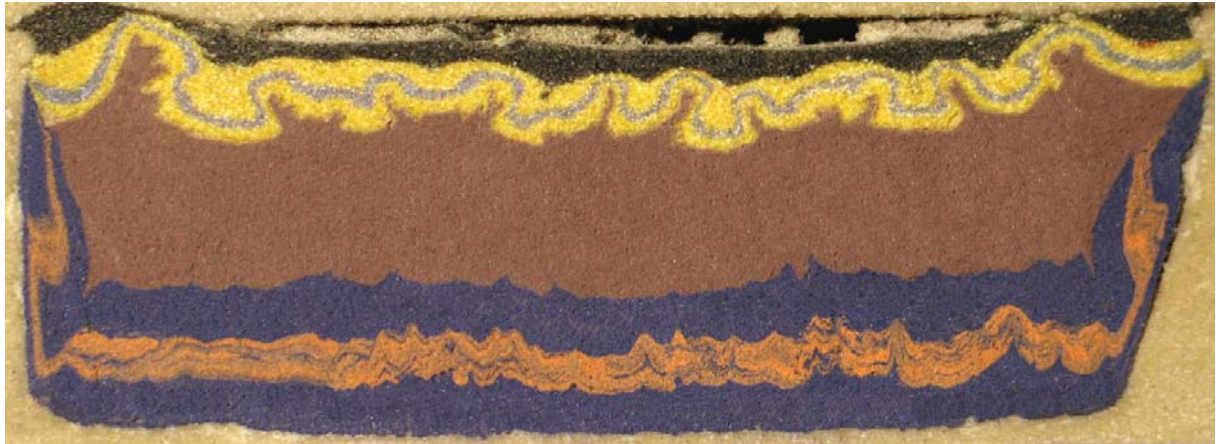


50% raccourcissement (final)

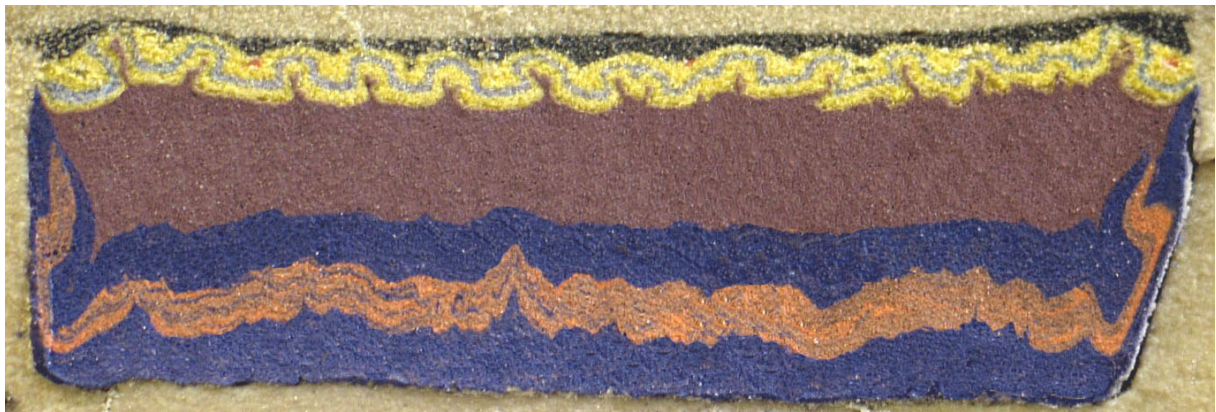
Résultat : De nombreuses structures (très délocalisées) se développent et sont visibles en vues de surface. La composante de fluage latéral est cette fois ci importante ($>20\%$) et permet une extrusion de matériel.

Coupes :

- Croûte Supérieure (sable blanc et bleu) ; Croûte Inférieure (silicone mauve et rose) ; Manteau lithosphérique (silicone bleue et orange). La largeur des coupes est de 19 cm environ.



Coupe 1, près du bord fixe



Coupe 2, près du bord libre

Résultat : Les caractéristiques en coupes sont proches de celles observées dans l'expérience précédente. Les enfoncements de pop-downs de matériel supracrustal sont très nombreux et correspondent à des structures très délocalisées. Les interfaces (Moho et base de la lithosphère) restent plates à la fin de l'expérience et l'épaississement des couches ductiles est homogène et distribué. Comme la composante de fluage latéral est plus importante, l'épaisseur de la croûte ductile diminue depuis le bord fixe jusque vers le bord libre. Le manteau ductile conserve une épaisseur assez constante d'un bord à l'autre. (cf Article soumis à Terra Nova)

**Merci à tous les "bûcherons" qui ont participé à la coupe des modèles: Xav, Nico C, Céline, Oliv', Ben, Nuno, Fabien, Laurent, NicomonNico, Rémi... ainsi qu'à tous les (ex) thésards qui m'ont aidé lors de la mise en place des manip: Sylvie, Chrys, Charles, Eric...
Merci beaucoup à JJK pour l'aide technique..**



Annexe 2

Le dimensionnement des expériences

Annexe 2 : Le dimensionnement des expériences

Pour que des expériences d'échelle réduite soient représentatives de la nature, il est nécessaire de dimensionner celles-ci par rapport à la réalité. La théorie du dimensionnement a été introduite en Sciences de la Terre par *Hubbert (1937)* ; *Ramberg (1981)* puis développée ensuite par *Davy (1986)* ; *Davy et Cobbold (1991)* et *Weijermars et al. (1993)* qui l'ont appliquée à des modèles de sable - silicone comme nous avons utilisés.

Pour que les modèles soient dimensionnés par rapport à la nature, il faut nécessairement que le rapport de contraintes σ^* (entre le modèle et la nature) soit du même ordre de grandeur que le produit du rapport de densités ρ^* avec le rapport des accélérations de la pesanteur g^* et du rapport de longueur L^* (entre le modèle et la nature) (*Brun, 2002*) :

$$\sigma^* = \rho^* \cdot g^* \cdot L^* \quad (1)$$

Cependant, nos modèles sont réalisés sous une gravité naturelle (donc $g^* = 1$). De plus, les matériaux utilisés présentant des densités de même ordre de grandeur que les roches dans la nature, ρ^* est proche de 1. L'équation (1) peut donc être simplifiée comme ceci :

$$\sigma^* \approx L^* \quad (2)$$

Au premier ordre donc, les modèles sont dimensionnés si le rapport de contraintes σ^* et le rapport de longueurs L^* sont de même ordre de grandeur. Pour une épaisseur de croûte continentale de 30 km dans la nature, représentée par une couche de 1.5 cm d'épaisseur dans le modèle, le rapport de longueur L^* est de $6.8 \cdot 10^{-7}$. Il a été également vérifié que le rapport de contraintes σ^* est bien de l'ordre de 10^{-7} .

Il est également important de noter que quelque soit les densités des matériaux utilisés (si ceux-ci ont des densités de l'ordre de 1 à 10 g. cm³), les expériences sont en « théorie » dimensionnées (même si la densité des matériaux joue un rôle prépondérant sur le style de déformation obtenue).

Si l'on simplifie la loi de fluage, pour un fluide Newtonien, on obtient :

$$\varepsilon^* = \sigma^* / \mu^* \quad (3)$$

Où ε^* et μ^* sont respectivement le rapport des taux de déformation et le rapport de viscosités entre le modèle et la nature. A l'échelle du modèle, la relation (3) peut alors être exprimée ainsi :

$$\varepsilon^* = V^* / L^* \quad (4)$$

Où V^* et L^* représentent respectivement le rapport de vitesses et le rapport de longueurs entre le modèle et la nature.

Les valeurs des paramètres caractéristiques tels que L (longueur), g (accélération de la pesanteur), V (vitesse), t (temps), σ (contrainte), μ (viscosité) sont indiquées dans le tableau A2. 1.

	L (m)	g (m/s ²)	ρ (Pa.s)	V (m/s)	t (s)	σ (Pa)	μ (Pa.s)	$\sigma / \rho g l$
Nature	$3 \cdot 10^4$	9.81	2800	$3 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{14}$	$8,8 \cdot 10^8$	$1 \cdot 10^{20}$	1
Modèles	$1 \cdot 10^{-2}$	9.81	1430	$7 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^4$	1
$X^* = X(\text{modèle}) / X(\text{nature})$	$3 \cdot 10^{-7}$	1	0.51	$2 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^{-9}$	$1,6 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-16}$	1

Tableau A2.1 : Paramètres caractéristiques des systèmes géologiques naturels et des expériences analogues

Si l'on utilise l'équation (4) et que l'on considère une viscosité moyenne de la croûte ductile de l'ordre de 10^{21} Pa.s, alors une vitesse de 0.5 cm/h dans les modèles correspondrait à une vitesse de 2.4 cm/an dans la nature. Cette vitesse de déplacement, de l'ordre du cm par an, est en bon accord avec les vitesses observées dans la nature. Ainsi, le dimensionnement de nos expériences est correct.

En conclusion, une expérience analogique est « dimensionnée » par rapport à la nature si le rapport des contraintes est comparable au rapport des longueurs. Il est important de noter qu'une variation de densités ne modifie pas le dimensionnement alors que cette variation va avoir une influence majeure sur le mode de déformation de la lithosphère modélisée.

De plus, le dimensionnement en « altitude » au sein des modèles analogiques est mauvais. En effet, les variations d'altitude (au cours de la déformation), au sein d'un modèle, sont toujours de l'ordre de plusieurs millimètres. Or, plusieurs millimètres de variations verticales à l'échelle de l'expérience correspondent à plus d'une dizaine de km de création de relief dans la nature. Donc, le dimensionnement en « altitude » est faux et les variations de relief ne pourront pas être quantifiées mais seulement observées et discutées de façon qualitative.

Références :

Brun, J.P., 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In: De Meer, S., Drury, M., De Bresser, H. (Eds) Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 200, 355-370.

Davy, P., 1986. Modélisation thermo - mécanique de la collision continentale. Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, p 233.

Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. Tectonophysics 188, 1-25.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geological models. Geol. Soc. Am. Bull. 48, 1459-1520.

Ramberg, H., 1981. gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London and New-York, p 452.

Weijermars, R., Jackson, M.P.A., Vandeville, B., 1993. Rheological and tectonic modelling of salt provinces. Tectonophysics 217, 143-174.

Annexe 3

Résumés de congrès

*(1) Abstract soumis à la DRT (Deformation, Rheology and Tectonics) de Saint Malo
(2003)*

**CONVERGENCE TECTONICS INVOLVING JUVENILE CRUST: SOME WORKING
HYPOTHESES WITH PARTICULAR REFERENCE TO PRECAMBRIAN TIMES**

D. Gapais, J.P. Brun, N. Durrieu, F. Cagnard and E. Hallot

Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France.

Presenting autor : Florence Cagnard

Many ancient deformation belts, involving convergence of juvenile lithosphere, present some peculiarities with respect to Phanerozoic mountain belts. These are in particular:

(1) HT metamorphic conditions at relatively shallow crustal levels, which suggests a hot continental crust, (2) limited occurrence of juxtaposed units with strongly contrasting metamorphic histories (poorly developed metamorphic zonations), (3) lack of evidence for exhumation of HP or UHP continental material, (4) large areas marked by overall moderately dipping or flat-lying fabrics associated with monotonous high-grade metamorphism, suggesting isotherms at low angle to Earth surface, (5) shear zones marked by subvertical to steeply-dipping foliations and stretching lineations with variable attitudes, reflecting transpressive motions with substantial vertical stretching.

These features suggest that thrusts and (or) extensional detachments of crustal or lithospheric scale are uncommon. Transpressive shear zones and domains of flat-lying fabrics generally show similar syn-kinematic metamorphic conditions, and appear locally coeval. Furthermore, domains marked by flat-lying fabrics often show principal stretch at low angle to the transpressive zones, a feature that does not fit with convergence-related thrust tectonics.

In this paper, peculiar features of some ancient compressive zones are reviewed and compared with preliminary lithosphere-scale analogue models. From our analysis, we infer that deformations involved (i) a weak and buoyant crust, and a probably ductile lithospheric mantle, and (ii) possible competition between gravity spreading, lateral extrusion, and crustal thickening during compressive tectonics.

COMPRESSIVE DEFORMATIONS OF HOT ANALOGUE LITHOSPHERES AND POSSIBLE APPLICATIONS TO PRECAMBRIAN TECTONICS

F. Cagnard, J. P. Brun, D. Gapais

Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

Presenting autor : Florence Cagnard

Introduction

Many Archean and Paleoproterozoic compressive zones show peculiar features that are difficult to interpret in terms of collision between resistant plates. These are in particular (1) evidence for rather early HT metamorphic conditions and partial melting at relatively shallow crustal levels, typically of the order of 25-30 km or less, (2) the occurrence of large domains marked by monotonous metamorphic conditions, which suggest locally rather flat isogrades, at low angle to the Earth surface, (3) rare evidence for major strain localisation along crustal-scale thrusts or extensional detachements, and (4) large domains of rather distributed deformations that can involve substantial components of vertical stretching. In addition, ancient compressive deformations are often marked by extensive diapirism, as exemplified within Archean greenstone belts (Bouhallier et al. (1995), Chardon et al. (1996), Schwerdtner and Lumbers. (1980)). These features suggest weak lithospheres, and are consistently frequent within juvenile crust where high geotherms can be expected (Cheng et al. (2002)).

We present analogue experiments that provide some constraints to discuss deformation processes within hot and weak lithospheres. Models focus on end-member situations, with a thin brittle upper crust, a thick low-viscosity ductile crust, and a ductile lithospheric mantle.

Experimental setting

Experiments were performed using a rectangular box, with three fixed walls and a mobile wall attached to a piston driven by a stepper motor (Fig. 1a). Two thin plates, fixed to the mobile wall, slide along the lateral walls during the experiment. This arrangement creates a velocity discontinuity at model boundaries, in order to force strain localisation away from the mobile wall.

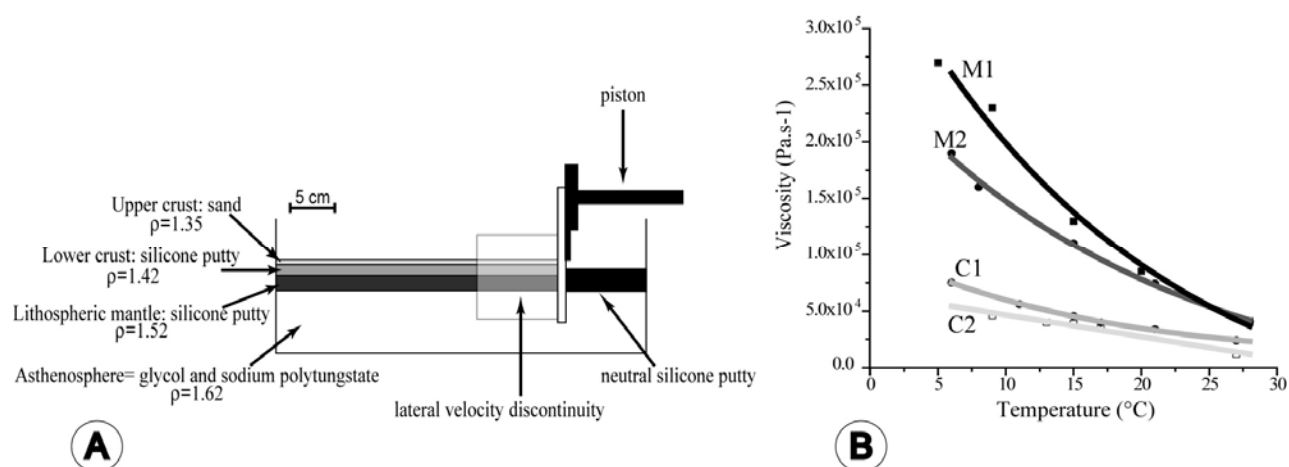


Fig. 1- (a) Sketch of experimental setting. (b) Viscosities of silicones used versus temperature. M1, M2 are silicone putties used for the lithospheric mantle and C1, C2 for the ductile crust.

Model lithospheres are initially 40x30x3 cm. They are made of three layers, from top to bottom: a relatively thin (0.5 cm) brittle layer (upper crust) made of light sand, a thick (1 cm) low-viscosity layer of silicone putty (weak ductile crust), and a silicone layer (1.5 cm) modelling a ductile lithospheric mantle. The lithosphere model floats on a mixture of water and glycol, adjusted in density with sodium polytungstate and representing the asthenosphere (Fig. 1a).

The sand used has a Mohr-Coulomb behaviour, with an internal friction angle of about 30°. Silicone putties are Newtonian. Average densities within the model lithosphere are around 1.35, 1.42 and 1.52 Kg/m³ for the upper crust, lower crust and upper mantle, respectively. The density of the underlying model asthenosphere is of about 1.62 Kg/m³.

In all experiments, models were shortened up to 50%. At the end of experiments, the model is wetted and frozen. After solidification, sections are cut within the model. In order to image the strain pattern, each model layer is constituted of several sub-layers of different colours, but comparable rheology.

A series of five experiments was performed in order to examine changes in strain patterns according to (1) the brittle-ductile coupling, and (2) the viscosity contrast between mantle and lower crust. Changes in the brittle-ductile coupling are obtained by changing the overall strain rate. On the other hand, effects of the viscosity contrast between ductile layers can be examined by performing experiments at different temperatures (Fig. 1b). Explored strain rates are 0.5, 1 and 5 cm/hour, for temperatures of 18°, 25° and 30°C. At low temperature, the differently coloured silicone layers used to build the model induce slight differences in viscosities within the mantle (M1 and M2) and the crust (C1 and C2) (Fig. 1b). However, these viscosity variations become negligible for the temperature range we used.

Main structural features

Figure 2 shows four successive surface views of one experiment, where structures with clear kinematics are underlined. Main features are (1) a localisation of curved thrusts that propagate from the lateral velocity discontinuity, (2) local along-strike changes in thrust vergencies, (3) development of narrow thrust-bounded synforms, and (4) an overall increase in the complexity of the anastomosed pattern of deformation zones.

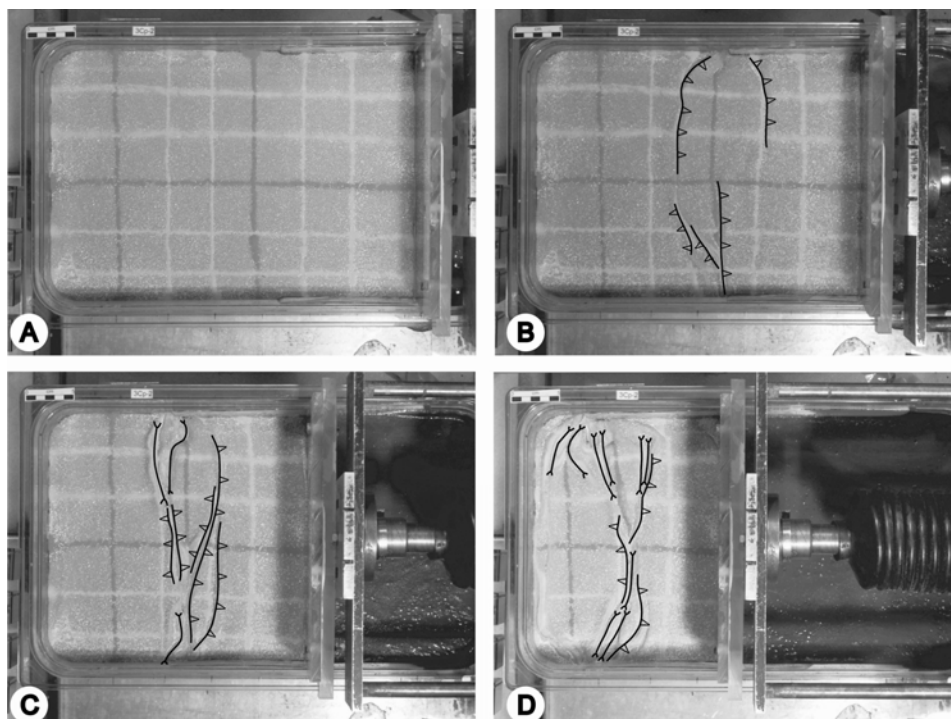


Fig. 2- Examples of surface views of an experiment at 0% (a), 10% (b), 30% (c), 50% (d) shortening.

Figure 3 shows an example of cross section within the central part of one model after 50% shortening. Within the brittle upper crust, strain localisation observed on surface views is expressed by

undeformed domains surrounding a zone of intense deformation. The latter is characterized by a stack of several superposed “pop-down” structures bounded by conjugate thrusts that are often rather shallowly dipping. In most experiments, the overall geometry of the pop-down stack resembles that of a Christmas tree suggesting progressive burial of successive pop-downs with alternating asymmetry. Consistently, one dominant fault with alternating vergency often bounds the successive pop-downs (Fig. 3a). Below undeformed or moderately deformed upper-crustal domains, a distributed thickening affects both the lithospheric mantle and the ductile crust, and the overall envelopes of the Moho and the base of the lithosphere remain flat. Below the pop-down stack, the amount of thickening is moderate, and minor vertical thinning was even observed in one experiment.

Figure 3b shows strain trajectories deduced from attitudes of the axial trace of minor folds along layer interfaces. Trajectories have sub-vertical attitudes, especially in the mantle and, more generally, within the ductile crust away from the stack of pop-downs. Trajectories thus emphasize that distributed horizontal shortening is accompanied by bulk vertical stretching. At the vicinity of the pop-down stack, trajectories flatten and converge toward the stack.

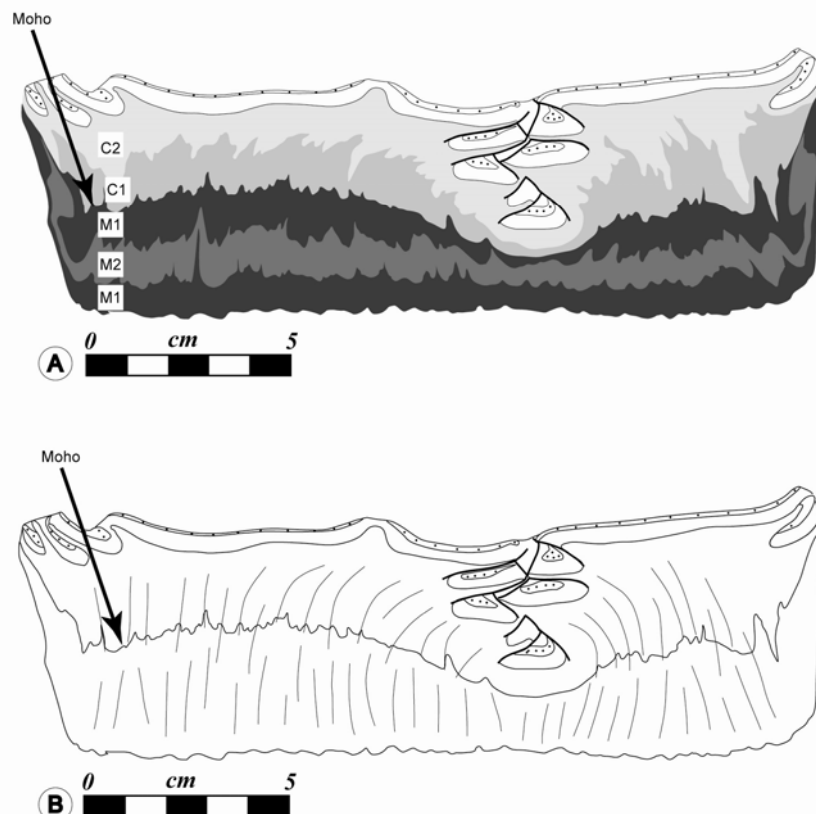


Fig. 3- (a) Example of cross-section in the central part of a model. M1, M2: coloured markers within the mantle and C1, C2: same within the ductile crust. White and dotted layers are markers within the brittle crust. (b) Sketch of strain trajectories.

Effects of strain rate and viscosity contrasts

Figure 4 shows synthetic views of representative cross-sections for the five experiments. The main differences between models reflect a decrease in strain localisation with increasing strain rate and (or) decreasing temperature. With decreasing strain localisation, the number of zones where faults develop in the upper crust increases and the amount of pop-down burial decreases. The final Moho geometry is dependant on strain localisation in the brittle crust as long wavelength folding is directly related to zone of pop downs. The increase in strain distribution with increasing strain rate or decreasing temperature reflects an overall increase of the strength of the ductile lithosphere. With decreasing temperature, the viscosity of silicones used for the mantle increases more than that of those used for the crust (Fig. 1b). This suggests that the decrease in strain localisation observed with decreasing temperature might mainly result from an increase in model mantle strength.

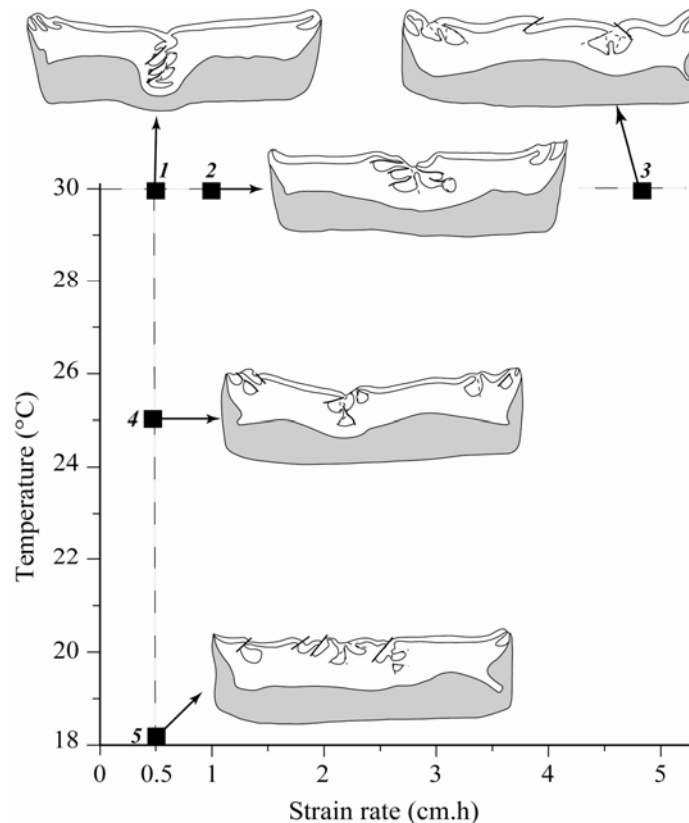


Fig. 4- Synthesis results showing variations of overall cross-section patterns according to bulk strain rate and temperature. White and grey layers are crust and lithospheric mantle, respectively.

Discussion

Several features observed in the above experiments can be compared with some specificities attached to ancient deformation zones. First, the distributed shortening of the ductile layers, associated with steeply dipping foliations is consistent with patterns observed in various Archean and Paleoproterozoic areas (e.g. Finnish Svecofenides, Ehlers et al. (1993); Dharwar craton, Bouhallier et al. (1995)). In models, the propagation of thrusts remains very limited in space, localized around pop downs. The fact that they do not seem to enhance shear localisation within the ductile crust further suggests that individual thrusts are short-lived structures. These features remind us that localised crustal shear zones leading to a regional-scale piling up of various metamorphic units is not a major characteristic of many ancient deformation zones. Furthermore, the large model domains of relatively homogeneous ductile deformation, with flat layer envelopes, are consistent with the occurrence of natural metamorphic patterns suggesting locally flat-lying isograds. Patterns of stacked pop-downs imply that relative vertical motions are locally important. The fact that their development is here due to surface forces, and not to body forces (lack of reverse density gradients), raises the question of the primary cause of gravitational instabilities like greenstone sagductions: tectonics or gravity? Clearly, the finite pop-down patterns observed in models cannot model realistic natural structures, because thermal effects are not considered in experiments. Nevertheless, they underline that superposition of basement rocks over their sedimentary cover, a feature that occurs in ancient belts, could be the result of burial of upper-crustal fragments, and not necessarily a proof of large-scale thrust-and-nappe tectonics.

References

- Bouhallier H. et al. (1995), *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 57-75
- Chardon D. et al. (1996), *Journal of Structural Geology*, 18, n°8, 991-1004
- Cheng L .Z. et al. (2002), *Journal of Gedynamics*, 34, 11-30
- Elhers C. et al. (1993), *Precambrian Research*, 64, 295-309
- Schwerdtner W. M. and Lumbers S. B. (1980), *Geological Association Canada Special Paper*, 20, 149-180

(3) *Abstract soumis au congrès de GEOMOD de Emetten (2004)*
 Presenting autor : Claudio Rosenberg

GeoMod2004

9-11 JUNE 2004 – EMMETTEN - LAKE LUCERNE

**COEVAL SHORTENING, THICKENING AND OROGEN-PARALLEL EXTENSION:
 LABORATORY MODELS APPLIED TO THE EASTERN ALPS**

2-25

Rosenberg C.L.(*), Brun J.P.(**), Cagnard F.(**), Gapais D.(**)

(*) *Institut für Geologie, Freie Universität Berlin, Germany*

(**) *Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, Rennes, France*

Introduction and Geological setting

Miocene tectonics of the Eastern Alps were characterized by contemporaneous shortening and extension perpendicular and parallel to the orogen, respectively (Ratschbacher et al., 1989). Extension was accommodated in front of the Southalpine indenter, along eastward diverging sets of strike-slip faults (Fig. 1; Ratschbacher et al., 1991a), whose conjugate activity resulted in eastward-directed extrusion. Major vertical displacements, leading to exhumation of middle/lower ductile crust in the Tertiary were confined to a sharply bounded area, known as the Tauern Window (TW). This 160 km long, E-W striking metamorphic dome (Fig. 1), exposes amphibolite facies rocks with Miocene cooling age within the brittle Austroalpine "lid". The Tauern dome is bounded by low-angle extensional faults both on its western (Brenner Line) and its eastern (Katschberg Line) sides (Fig. 1), whereas its northern margin is defined by a sinistral strike-slip fault (SEMP Line; Fig. 1). The present-day surface of the Brenner Line is folded with E-W-striking and steeply-dipping axial planes. Mutual overprinting between folding and normal faulting suggest that E-W extension occurred contemporaneously with N-S shortening (Behrmann, 1988; Selverstone, 1988).

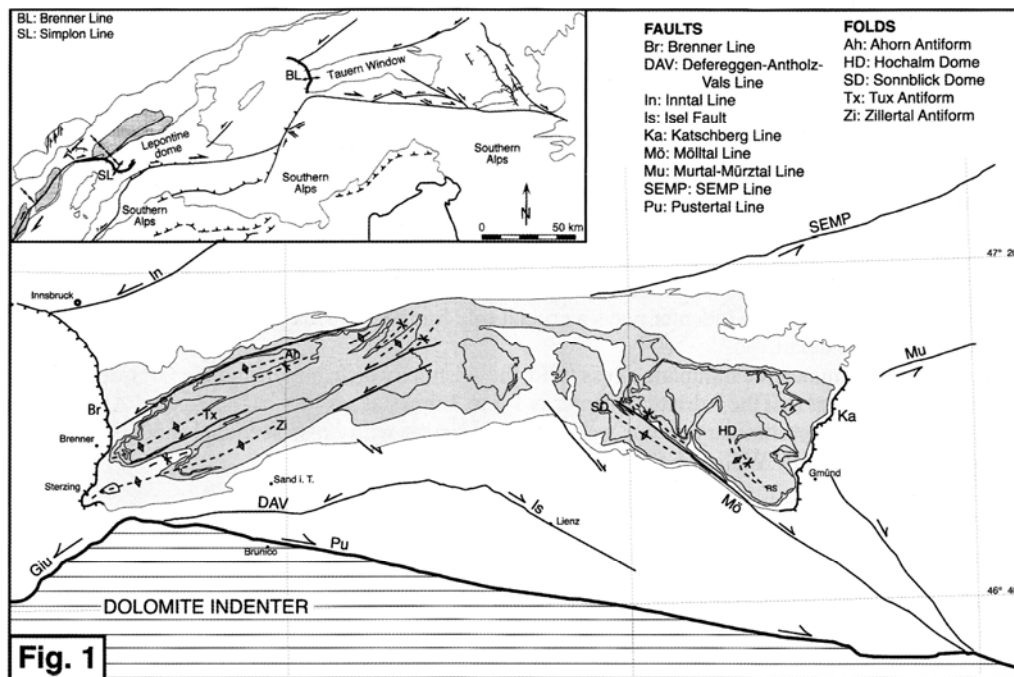


Fig. 1: Tectonic map of the Tauern Window. Inset modified after Mancktelow and Pavlis, 1994

In the present paper we investigate experimentally the effect of indentation geometry, indentation direction, and lithosphere rheology on the formation of domal structures and orogen-parallel extension. The experimental models are compared with the Eastern Alps, with special emphasis on the TW.

Experimental materials and boundary conditions

Laboratory experiments scaled for density and viscosity were carried out in a plexiglass box of 80 cm x 50 cm x 12 cm. The model lithosphere consisted of a ductile mantle layer of silicone, with density 1.45 g/cm³ and viscosity 10⁵ Pa s, a ductile lower crust with density 1.30 g/cm³ and viscosity 10⁴ Pa s and an upper brittle crustal layer of sand mixed with ~10% of ethyl-cellulose with density 1.3 g/cm³. This stratified lithosphere lied above the model asthenosphere, represented by honey, with density 1.5 g/cm³ and viscosity 10¹ Pa s. The models were confined along three sides by plexiglass and only the fourth margin was deformable, consisting of silicone. In the following we will refer to this margin as the eastern one.

Experimental results

A first set of experiments was carried out by shortening the model lithosphere up to 50% between two parallel plexiglass plates in a direction perpendicular to these plates (Fig. 2). These conditions have been tested both on 4-layer models, including a brittle upper mantle layer, and on 3-layer models without brittle mantle. Irrespective of the rheological layering, the amount of shortening, and the convergence velocity, these models shortened mainly by thickening along conjugate sets of thrusts, striking at high angles to the convergence direction (Fig. 2). Lateral extrusion never exceeded a few percent.

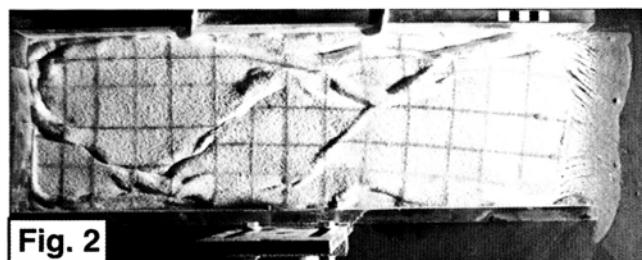


Fig. 2: Surface of 3-layer model (ductile upper mantle, ductile lower crust, brittle upper crust) after 50% shortening between parallel boundaries. Convergence direction was at 90° to the long side of the picture.

In a second set of experiments the mobile plexiglass plate was replaced by a rigid indenter (Fig. 3), whose shape reflects the South-alpine Dolomite indenter. The western margin of the indenter represented the sinistral, transpressive Giudicarie Line (Fig. 1) and the northern margin, represented the dextral Pustertal Line (Fig. 1). In order to investigate the effect of the convergence angle, the piston direction was changed from perpendicular (90° to the northern plate) to oblique (70° and 60° to the northern margin).

Perpendicular convergence of the indenter resulted in fold and thrust belts flanking the western end and the northern edge of the indenter (Fig. 3a), before passing to the northern border of the model, whilst the southern margin of the model remained relatively undeformed. No lateral extrusion occurred, in spite of the divergent geometry of the plates (Fig. 3a).

Oblique convergence of the indenter with an angle of 20° towards the NNE, localized shortening and thickening adjacent to the northern border of the indenter (Fig. 3b), especially, along its western part. This area, which was marked by tight folds of large amplitude, also accommodated significant E-W extension, locally attaining 50% in front of the leading edge of the indenter (Fig. 3b). To the East, these folds pass into a zone of conjugate transpressive thrust belts. The combined activity of these conjugate systems resulted in limited lateral extrusion ($\leq 15\%$).

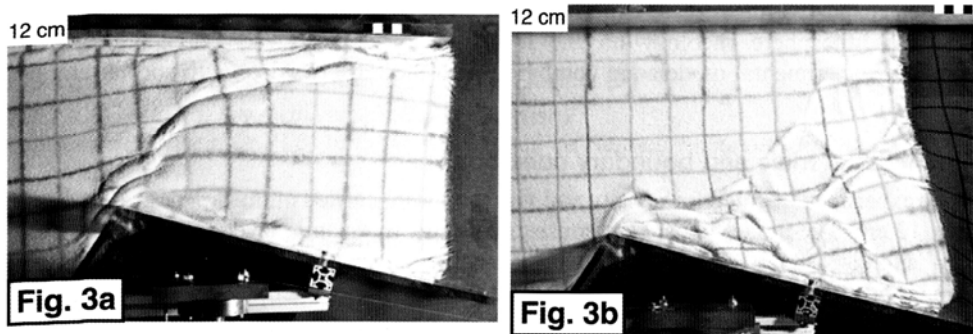


Fig. 3: Surface of 3-layer models shortened to 40% by a rigid block whose shape reflects the Dolomite indenter. a) Convergence direction perpendicular to N-margin. b) Oblique convergence direction (20° to the NNE).

Oblique convergence with an angle of 30° towards the NNE, also showed a zone of localized shortening adjacent to the northern border of the indenter, but also a significant amount of shortening at the north-eastern margin of the model. In addition, a series of N-S striking normal faults formed in front of the western margin of the indenter, separating the part of the model that did not suffer any deformation, from that which was shortened.

In a last series of experiments, the thickness of the ductile crust was doubled in the central part of the model. Deformation rapidly propagated from the indenter into the orogen (Fig. 4), localizing first along sets of conjugate, transpressive thrust belts (Fig. 4), which nucleated at the tip of the indenter (Fig. 4a). These conjugate pairs of thrusts evolved into tight folds with increasing shortening, forming an arcuate fold belt (Figs. 4b and c). This folded structure accommodated most of the bulk shortening by folding and thickening, but also by significant E-W extension, reaching up to 100% in the western part and 50% in the eastern part (Fig. 5). East of the folded structure, extension is transferred into eastward diverging transpressive strike-slips, as observed in the 20° oblique convergence with no initial thickening of the ductile crust (Figs. 4 and 5).

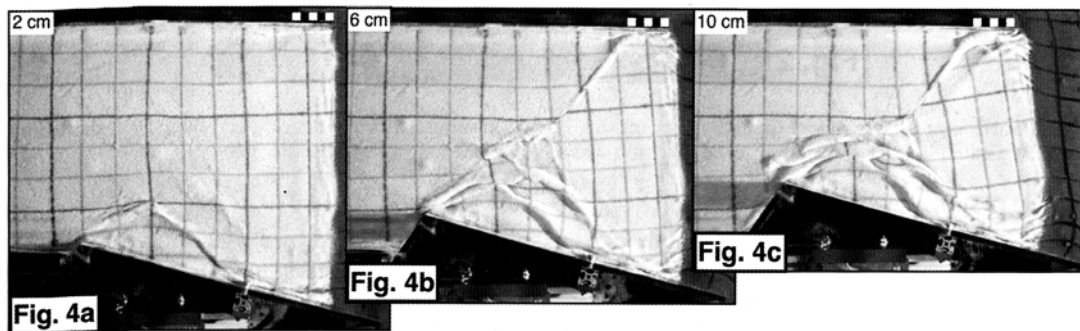
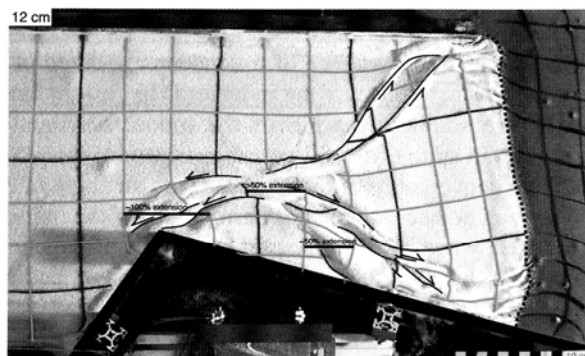


Fig. 4: Surface of 3-layer model with thickened ductile crust. Oblique convergence (20° to the NNE).
a) 7% shortening, b) 20% shortening, c) 30% shortening

Fig. 5: Same model as Fig. 4 at 40% of shortening.



Discussion and Conclusion

The latter model (Figs. 4 and 5) shows the greatest similarities with the Tertiary deformation pattern observed in the Eastern Alps: 1) A zone of tight folds accommodating most of the shortening, thickening, and E-W extension formed in front of the leading edge of the indenter. These folds correspond to the Ahorn, Tuxer and Zillertal antiforms of the western TW (Fig. 1) and to the Sonnblick and Hochalm domes of the eastern TW (Fig. 1). It is interesting to note that shortening in the model induces the formation of three major antiforms in the West, just like in the TW (Fig. 1). 2) The folds of the model are associated with sinistral displacements in the West and dextral ones in the East (Fig. 5). The same is true in the TW, where the antiforms of its western part are separated by sinistral strike-slip faults, striking subparallel to the folds (Fig. 1). Similarly, the antiforms of the eastern TW are separated by dextral strike-slip faults, subparallel to the antiforms (Fig. 1). 3) The axial planes of the folds in the western and eastern parts of the dome make an angle of 120° to each other, both in the model and in the TW (Figs. 1 and 5). 4) A triangular, nearly undeformed region occurs between the northern margin of the indenter and the folded region, as also observed between the Periadriatic Fault and the DAV Line (Fig. 1), which is inferred to represent the southern border of the Tauern Window (Frisch et al., 2000). 5) The aspect ratio of the folded region in the model is $\sim 5:1$, and the ratio of the indenter- vs dome length is $\sim 2:1$. These ratios are close to those measured in map view for the TW and the Dolomite indenter (Fig. 1). 6) An area of significant E-W extension coinciding with the western part of the folded region characterizes both the model (Fig. 5) and the western margin of the TW (Brenner Line). 7) A series of NE- and SE- striking transpressive sinistral and dextral faults respectively, transferred E-W extension from the arcuate fold zone to the eastern boundary of the model, inducing a modest amount of lateral extrusion. These structures correspond to the sinistral SEMP and Murtal faults, and to the dextral Mölltal Line (Fig. 1).

The convergence direction of the Southalpine indenter with respect to the European foreland is contradictory discussed in the literature. The inferred direction varies from SE-NW (Lammerer, 1988; Ratschbacher et al., 1989), to SSE-NNW (Mancktelow and Pavlis, 1992; Frisch et al., 2000), to S-N (Ratschbacher et al., 1991b), to SW-NE (for the Oligocene to early Miocene; Neubauer et al., 1999). The present models suggest that the formation of the Tauern domes and the entire deformation pattern of the eastern Alps were strongly influenced by small changes in the convergence direction of the indenter. Based on the analogy between structures in the model and map view, it is suggested that E-W extension and the formation of the Tauern domes were triggered by an indenter motion from SSW to NNE. Our confined models show that bulk lateral extrusion never exceeds 15-20%. Unconfined models (e.g., Ratschbacher et al., 1991b) do show larger ($>50\%$) extrusion, reproducing a fault pattern similar to that observed in the E-Alps, but the spatial distribution of finite strain in such models is very different from that inferred from structural investigations of the eastern Alps. In the latter models strain increases along the extrusion direction. This trend is opposite to the one inferred for the Eastern Alps, where E-W extension is maximum in the western TW and minimum East of the TW (e.g. Frisch et al., 1998, Fig. 2). This westward increase of orogen-parallel extension occurs in our model (Figs. 4 and 5), which is laterally confined.

One effect of doubling the thickness of the ductile crust is to reduce the strength of the lithospheric column at depth. As a consequence, thickening of the lithosphere during indentation cannot be supported to the same extent as in experiments with a lower thickness of ductile crust. Hence, lateral flow in the form of orogen-parallel extension takes place in the area that suffers the greatest amount of thickening, in front of the leading edge of the indenter.

Acknowledgements

The Deutsche Forschungsgemeinschaft is greatly acknowledged for financial support (Project RO 2177/2-1). J.-P. Caudale and J.-J. Kermarrec, helped resolving all technical aspects of the models. J. Smit helped to construct many experiments.

REFERENCES

- Behrmann, J. H., 1988, *Geodyn. Acta*, 2, 63-73.
- Frisch, W., Kuhlemann, A., and Dunkl, I., and Brügel, A., 1998, *Tectonophysics*, 297, 1-15.
- Frisch, W., Dunkl, I., and Kuhlemann, J., 2000, *Tectonophysics*, 327, 239-265.
- Lammerer, B., 1988, *Geologische Rundschau*, 77/1, 143-156.

ANALOGUE EXPERIMENTS OF COMPRESSION OF WEAK LITHOSPHERES.

F. Cagnard, D. Gapais, J.P. Brun, N. Durrieu

Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1.

Presenting autor : Florence Cagnard

Precambrian deformation belts may show peculiarities with respect to modern ones, such as (1) rather homogeneous HT metamorphic conditions (migmatites and/or granulites) associated with important magmatism at moderate depths, often less than 25 km, (2) a lack of evidence for exhumation of UHP or HP units, (3) a limited occurrence of juxtaposed units with contrasting metamorphic histories, (4) the occurrence of large high grade areas characterised by gently dipping foliations associated with stretching lineations often at high angle to the direction of regional shortening, (5) the occurrence of major shear zones marked by steeply dipping foliations and sub-vertical stretching lineations, reflecting transpressive motions.

These features suggest that large-scale structures as major thrusts or detachments are uncommon. They rather suggest weak and buoyant continental lithospheres, which is consistent with rather high geotherms that may be expected within juvenile terrains. A weak crust and a ductile lithospheric mantle could allow pervasive and homogeneous thickening that might combine with horizontal ductile flow during compression.

We present analogue experiments that provide some constraints to discuss deformation processes within hot lithospheres. Models focus on end-member situations, with 3 rheological layers: a thin brittle upper crust, a thick low-viscosity ductile crust, and a ductile lithospheric mantle. A series of experiments was performed in order to examine changes in strain patterns depending on 3 boundary conditions: temperature, strain rate and the occurrence of a free lateral boundary. Changes in the temperature modify the brittle-ductile coupling, and changes in strain rates modify the viscosity contrast between the two silicone layers. Experiments involving a free lateral boundary were made in order to examine possibilities of lateral extrusion during progressive shortening. After 50% shortening, models present some peculiarities. Large undeformed upper crust domains alternate with zones of pop-downs of upper crustal pieces. Individual pop-downs are bounded by shallowly dipping thrusts and pile up successively within overall subvertical deformation zones. A distributed thickening affects both the lower crust and the lithospheric mantle, except below pop-down stacks. The overall envelopes of the Moho and the base of the lithosphere show a flat-lying attitude. An important shearing occurs at the base of the upper brittle crust. A lateral extrusion accommodated by horizontal flow occurs when a free boundary is present.

A DEEP-SEISMIC PROFILE ACROSS THE INTERNAL ZONE OF THE HERCYNIAN BELT OF BRITTANY (VENDEE): RESULTS AND TECTONIC INTERPRETATION

A. Bitri, J.P. Brun, F. Cagnard, J. Chantaine, D. Gapais, C. Gumiaux, G. Martelet, C. Truffert

A. Bitri, BRGM, CDG/MA, BP 6009, Orléans cedex 2, France

Presenting authors : Florence Cagnard – Charles Gumiaux

A deep seismic profile, 72 km long, has been acquired in 2002 across the internal zone of the Hercynian Chain, in Vendée (South Armorican Massif). Surface geology in the area shows a piling up of different tectonic and metamorphic units, from top to bottom: blueschists, metavolcanites and metapelites, a metasedimentary pile affected by Barrovian-type metamorphism increasing downward up to partial melting. The first two units are marked by HP-LT metamorphic history of lower-Carboniferous age (360-350 Ma). In contrast, underlying rocks were affected by LT-LP to HT-MP metamorphism during upper-Carboniferous times (around 310 Ma). HP-LT units were thrust on the later units during the early tectonic history (youngest Ar-Ar data provide ages around 350 Ma). The subsequent upper-Carboniferous tectonic history is attributed to syn-convergence extension, marked by the exhumation of migmatitic crustal units.

The seismic profile displays a strong reflectivity, with a well developed layered lower crust, about 3-4 km thick, above a well defined flat Moho located at about 32 km. The most prominent feature of the profile is a continuous level of very strong reflections, about 2 km thick, located around 10 km in depth, and flat-lying along most of the profile length. The seismic pattern suggests that high reflectivity zones located both, above and below this level, tend to merge within it and do not cut across. From this, we infer that corresponding reflections are of structural rather than of lithological origin. In the northern part of the profile, this zone merges into an antiformal structure. Field data indicate that this antiform affects migmatitic units that crop out NW of the profile. To the south, the high reflectivity zone appears to merge into, or just below, the metamorphic series that crop out in the Sables d'Olonne area. The lowest part of this series consists of migmatite-bearing units. A recent analysis of the deformation in the Sables d'Olonne area has shown that observed strains were mainly due to pervasive crustal thinning, up to 70-80%, associated with upper-Carboniferous extension. From this, we infer that the very strong reflectivity band observed throughout the profile could correspond to a major flat-lying extensional décollement zone. We therefore interpret the middle lower crust seismic pattern as a result of horizontal crustal flow due to Carboniferous extension. On the other hand, structures imaged above the basal upper-crust zone of high reflectivity are attributed to lower-Carboniferous thrusts reworked by brittle normal faults.

MODE OF THICKENING OF WEAK PRECAMBRIAN LITHOSPHERES: INSIGHTS FROM ANALOGUE EXPERIMENTS

F. Cagnard, J.P. Brun, D. Gapais

Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, France.

Presenting autor : Florence Cagnard

Many Precambrian orogenic belts present some structural peculiarities that are difficult to integrate within a frame of large-scale thrust tectonic. These are in particular (1) distributed shortening associated with pervasive thickening of ductile domains, (2) vertical transpressive shear-zones associated with steeply dipping stretching lineations, and (3) gravity-driven vertical motions. The latter are generally attributed to body forces controlled by local inverted density profiles (sagduction of greenstones belts and/or rising of gneiss domes). All these features suggest weak lithospheres, and are consistently frequent within Precambrian juvenile domains where rather high geotherms, with a possibly entirely ductile lithospheric mantle, can be expected.

We present analogue models that provide constraints on deformational processes within weak lithospheres in compression. The models consist of three rheological layers: a thin brittle upper crust, a thick low-viscosity ductile crust, and a ductile lithospheric mantle. The model-lithosphere floats on a Newtonian fluid model-asthenosphere. The density of the layers increases from top to bottom. A series of experiments was performed in order to examine strain pattern variations in function of two boundary conditions: the temperature and the strain rate. Changes in temperature and strain rate induce changes in the viscosity contrast between silicone layers and in the brittle-ductile coupling, respectively.

After 50% shortening, cross-sections made within models show wide undeformed upper-crustal domains bounded by sub-vertical zones where pop-downs of upper crust develop. Individual pop-downs are bounded by localised shallowly dipping thrusts and are successively buried into the vertical zones. Except below zones of pop-down stacks, model ductile crust and lithospheric mantle are homogeneously thickened, the Moho and the base of the lithosphere showing an overall flat-lying attitude. The contrasting structural evolution of ductile and brittle layers reflects their strong decoupling. The overall model strength decreases with increasing temperature or decreasing shortening rate, which leads to an increase in the degree of strain localisation within vertical zones.

Experiments show that important vertical downward motions of upper-crustal bodies are not necessarily related to inverted density profiles, but can simply result from regional shortening and upper crust thrusting. More generally, the experimental results may account for a number of structural features observed in many Archaean or Paleoproterozoic belts.

MODE OF THICKENING OF WEAK PRECAMBRIAN LITHOSPHERES: INSIGHTS FROM FIELD OBSERVATIONS

D. Gapais, F. Cagnard, J.P. Brun

Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, France.

Presenting autor : Florence Cagnard

The question of uniformity between Precambrian tectonics and modern- plate tectonics remains an important subject of debate. One central question concerns the modes of convergence-induced thickening and the relative role of body and boundary forces during compression.

Gravity is often considered as playing a major role during Archaean tectonics, with important vertical motions due to inverse density profiles (sagduction of greenstones belts and (or) rising of gneiss domes). The transition between the Archaean and the Paleoproterozoic is in particular marked by a strong reduction of greenstone and komatiite production, combined with cratonisation and decrease in crustal growth processes. Several works have associated these features to the transition to modern tectonics involving rather rigid plates and lithospheric-scale thrusting.

Archean domains show some specific characters, such as the occurrence of K-rich TTG associated with greenstones belts arranged in dome and basin geometries. Strains commonly attest to important and rather distributed vertical stretching. Associated metamorphic conditions are generally of HT-LP type. Except the greenstone belt specificity, many Paleoproterozoic domains show rather similar deformation and metamorphic patterns, with in particular (1) widely developed domains showing HT-LP-MP metamorphic conditions and important magmatism (2) rare evidence for exhumation of HP units, (3) major sub-vertical shear zones associated with steeply dipping stretching lineations (4) regional-scale fold patterns defining dome and basin structures, and (5) absence of large-scale thrusts and detachments.

From field observations, we infer that the main important factor that controlled the bifurcation between “old-type” and “modern-type” deformation belts is the associated primary thermal state. Indeed, weak and dominantly ductile lithospheres, like juvenile ones, are expected to favour distributed horizontal shortening and vertical motions, irrespective of their age; whereas strong lithospheres allow for strain localisation along lithospheric-scale gently dipping shear zones. We therefore propose that the transition to dominant modern thickening processes has been gradual in space and time, and probably rather long-lasting and not strictly attached to the Archaean-Paleoproterozoic transition.

**CONVERGENCE TECTONICS WITHIN WEAK AND JUVENILE LITHOSPHERES:
THE EXAMPLE OF THE FINNISH SVECOFENNIDES**

F. Cagnard, D. Gapais, J. P. Brun

Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes1, 35042 Rennes cedex, France

Presenting autor : Florence Cagnard

The Finnish Svecofennian Shield is a Paleoproterozoic island arc system accreted along older Paleoproterozoic and Archaean terrains. Syn-convergence deformations are associated with extensive HT-LP metamorphism, migmatization and emplacement of S-type granites, suggesting overall high geotherms. This paper presents a reappraisal of the structural pattern of the Southern part of the Finnish Svecofennides, based on a compilation of published data and on new observations. Structural maps and cross-sections outline the peculiar features that characterize this tectonic belt, in particular: (1) regionally folded foliations with a rather flat-lying envelope and bearing a stretching lineation at high angle to the bulk shortening direction, (2) the occurrence of transpressive localized vertical shear zones associated with steeply dipping stretching lineations, and (3) no field evidence of large scale thrusts or detachments.

This structural pattern is consistent with a weak lithosphere where compressive stresses are basically transmitted by the upper crust, the thick underlying ductile lithosphere inhibiting the development of large-scale localized thrust systems. Furthermore, the along-strike attitude of stretching lineations appears consistent with lateral horizontal flow of the ductile crust, coeval with horizontal shortening. We infer that the observed structural pattern may reflect early competitions between gravity-driven deformations and compression-induced crustal thickening, as expected within an initially hot and weak lithosphere.

ROCK DUCTILITY AND THE ROLE OF GRAVITY IN TECTONICS

J. P. Brun¹, F. Cagnard¹, X. Fort¹, D. Gapais¹, F. Gueydan¹, D. Sokoutis², C. Tirel¹

(1) Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes1, 35042 Rennes cedex, France

(2) Faculty of Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, Netherlands

Presenting autor : Jean Pierre Brun

The role that gravity forces can play in tectonic processes is extremely dependant on rheology. In very simple terms, the direct effects of gravity should be maximum in wholly ductile systems and minimum in a wholly frictional one. As geological systems combine both types of rheology at various scales, we examine here how brittle-ductile systems react to gravity forces in different tectonic settings.

Salt tectonics on passive margins likely provides one of the best examples of tectonic systems entirely driven by gravity forces. Using seismic data and laboratory experiments, we show the simultaneous development of contractional and extensional structures and we discuss the mechanical role of salt in both space and time.

At crust and lithosphere scales, the relative strength of ductile and brittle layers exerts a crucial control on the development of most tectonic systems. It is in particular argued that the presence of a high strength sub-Moho mantle is important and therefore that Moho temperature (T_m) is critical. In “cold lithospheres” with T_m lower than 700°C the mechanical effect of brittle upper crust and sub-Moho mantle is dominant and the effects of gravity minimum. In “hot lithospheres” with T_m higher than 700°C the only high strength layer is the upper crust. Both ductile crust and lithospheric mantle are weak and easily flow laterally to compensate upper crust thickness heterogeneities induced by shortening or extension. Horizontal flow in the ductile crust and lithospheric mantle is an important and spectacular effect of gravity in the deformation of hot lithospheres.

We discuss the importance of ductility on gravity effects in lithosphere deformation in both convergence and extension. The development of classical thrust wedges is compared to non-conventional modes of crustal thickening that could apply to Precambrian orogens and likely to orogenic plateaux. Both types of lithosphere shortening are illustrated with analogue experiments. The transition from narrow to wide rifting and core complexes is analysed using numerical models lithosphere extension. Mode of horizontal flow in the ductile crust during core complex development is further discussed.

(10) Abstract soumis à TSG (Tectonic Studies Group) de Manchester (2006)

***EXHUMATION PROCESSES AND OROGENESIS THROUGH TIME: WHAT DO PT
PATHS TELL US***

Denis Gapais¹, Florence Cagnard^{1*}, Frederic Gueydan¹, Pierre Barbey², Michel Ballèvre¹

(1) Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

(2) CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre les Nancy cedex, France

Presenting autor : Florence Cagnard

PT paths record relevant information about collision tectonics, including degree of strain localization, dominant mode of exhumation of deep crustal units, as well as orogen-induced topographies and associated erosion modes. We compare tectonic and metamorphic histories affecting units from modern collision zones and from weaker accretionary-type orogens associated with crustal growth and rather high geotherms, as particularly common in Precambrian times. The latter commonly record P-T paths with combined pressure and temperature decrease. These may track geotherms, which indicates thermal equilibrium and suggests slow exhumation mainly driven by distributed erosion of crustal domains affected by rather homogeneous shortening with limited strain localization and topographic gradients. Such behavior differ from that recorded by PT paths that track isothermal decompression and involve strong strain localization along major shear zones, as classically observed in modern collision zones.